



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Magister
En Sciences de la Terre

Option : Géologie des bassins sédimentaires et recherche de la matière utile

Le Facies Numidien (*Oligocène*) des massifs de la "Forêt des Cèdres"
(Teniet el Haad, Ouarsenis) : caractéristiques sédimentologiques et
implications paléo-environnementales.

Présenté et soutenu publiquement par :
Mr. MENZOUL Bouabdellah

Devant le jury composé de :

Mr. A. SEBANE,	Professeur, Université d'Oran,	Président
Mr. M. BENHAMOU,	Professeur, Université d'Oran,	Rapporteur
Mme. A. SEBANE,	Maitre de Conférences, Université d'Oran,	Examinatrice
Mr. K. MOUSSA,	Professeur, Université d'Oran,	Examineur
Mr. M. BENYOUCEF,	Maître Conférences, Université de Mascara,	Examineur

Année 2017

Résumé :

L'étude sédimentologique des facies Numidiens de l'Ouarsenis oriental (Algérie Nord occidental, Théniet El Haad, Tissemsilt) d'âge Oligocène nous a permis de subdiviser la coupe étudiée en deux ensembles : (i) un ensemble inférieur représenté par une alternance rapprochée de bancs gréseux stratocroissant et des niveaux d'argile verdâtre à grisâtre parfois silteuse. (ii) un ensemble supérieur représenté par une alternance dilatée de bancs gréseux et de niveaux d'argile grisâtre d'épaisseur décimétrique. Ces dépôts sont mis en place par des flux turbiditiques qui s'organisent en séquence répétitives tronquée ou rabougries de Bouma (1962) déposés probablement dans un cône détritique sous-marin influencé par la tectonique. Les traces fossiles recueillis dans la coupe de la "Forêt des Cèdres", convergent vers un environnement profond. L'association de *Ophiomorpha annulata*–*O. rudis*–*Thalassinoides* isp. (Ksi kiewicz, 1977; Uchman, 1991, 2009). Très proche de facies à *Nereites* est typique de tel environnement. L'étude pétrographique des lames minces effectuées dans les grès révèle un matériel détritique mature d'origine mixte métamorphique et magmatique. L'étude des données courantologique, montre que, la provenance du matériel détritique gréseux du Numidien est septentrionale.

Mots clés : facies Numidien, Oligocène, Ouarsenis, Forêt des Cèdre, grès.

Abstract :

The sedimentological study of the Numidiens flych of the Eastern Ouarsenis Mountains (Northern west of Algeria, Théniet El Haad, Tissemsilt) Oligocene age, enabled us to subdivide the section studied into two sets: (i) the lower set is represented by an alternation of thin to medium bedded sandstone and varicoloured marly, slightly silty mudstones (greenish to dark brown). (ii) the upper set represented by a dilated alternation of thick to medium bedded sandstone and marly, mudstones (greenish to dark). These deposits are made up by turbiditic flows organized into incomplete and repetitive Bouma sequence probably deposited in deep sea fan. The trace Fossils collected in the "Forêt des Cèdres" section, convergent towards a major environment. the *Ophiomorpha annulata*–*O. rudis*–*Thalassinoides* isp. ichnoassemblage is very close to the *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the *Nereites* ichnofacies. These traces fossils were recorded especially in deep-sea deposits (Ksi kiewicz, 1977; Uchman, 1991, 2009) occurring in channel and proximal depositional lobe facies of deep-sea fans or in thick-bedded facies of deep-sea clastic ramps (Uchman, 2009). The petrographic study of the thin sections carried out in the sandstones reveals a mature detrital material of mixed origin (metamorphic and magmatic). The study of the currents data, reveals a Northern origin of detrital material of the Numidien sandstone.

Key words : Numidian facies, Oligocene, Ouarsenis, "Forêt des Cèdre, sandstone.

Dédicace

C'est un grand plaisir et une grande émotion que je dédie ce modeste travail à :

À Mes chers parents qui sont toujours près de moi et sans eux je n'aurais probablement jamais fait ce parcours.

À mes frères et mes sœurs qui sont pour moi la source d'où je puise la force pour avancer, je les exprime mes profondes reconnaissances.

À toute la famille Menzoul.

À tous mes amis de la promotion et tous les étudiants du département de géologie et mes collègues du ltpo.

À toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire.

Bouabdellah

SOMMMAIRE

Avant propos	I
Résumé	II
Abstract	II

CHAPITRE I : GENERALITES

I- INTRODUCTION	1
II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE REGIONAL	2
III- SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	5
IV- CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL DE L'OUARSENIS	5
V- CONTEXTE STRUCTURALE	10
VI- METHODE DE TRAVAIL ET OBJECTIFS	14
VII- HISTOIRE GEOLOGIQUE DU NUMIDIEN EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE	15

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

I- ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	19
1- Localisation du secteur d'étude	19
2- Description lithologique de la coupe de la "Forêt des Cèdres"	19
3- Description lithologique de la coupe de Kef Mahmoud	23
II- - CONCLUSION	25

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE

I- INVENTAIRE ET ETUDES DES ACCIDENTS DE LA SEDIMENTATION	30
1. STRUCTURES SEDIMENTAIRE HYDRODYNAMIQUES	30
1.1. Structures sédimentaire d'érosion	30
1.2. Structures sédimentaire de dépôt.....	43

2. Structures de déformation des sédiments souples.....	47
3. Structures particulières	56
4- Description des traces fossiles	62
II- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAMES MINCES	67
III- PRINCIPAUX FACIES RENCONTRES ET ORGANISATION SEQUENTIELLE	71
IV- CONCLUSION ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS	77

CHAPITRE IV : CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE	79
LISTE DES PLANCHES	82
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	85

AVANT-PROPOS

- Je tiens tout d'abord à remercier vivement M.BENHAMOU, pour m'avoir proposé ce sujet, pour m'avoir orienté et encourager, tout au long de la préparation de ce mémoire. Ainsi pour les nombreuses discussions scientifiques et la documentation mise à ma disposition, mais aussi pour son soutien et sa disponibilité.
- Je remercie énormément Mr. Sebane de m'avoir fait l'honneur de présider ce jury de soutenance. Malgré ses préoccupations. Je tiens à lui adresser ma profonde reconnaissance.
- Mes remerciements vont également à Mr. Moussa pour l'honneur qu'il m'a fait d'être examinateur de ce travail.
- Ma vive gratitude et mes sincères remerciements s'adressent également à Mme. Sebane d'avoir accepté d'être examinateur de ce mémoire de magister.
- Je remercie énormément Mr. Benyoucef pour l'honneur qu'il m'a fait d'être examinateur de ce travail.
- Je tiens également à remercier Mr. Alfred Uchman pour m'avoir déterminé les traces fossiles, et pour tout son soutien et ces conseils. Je le remercie également pour le temps considérable qu'il m'a accordé.
- Je remercie aussi Mr. Ouali, pour les nombreux conseils qu'il m'a donnés mais aussi pour m'avoir fait part de ses connaissances sur la géologie en général.
- Je n'oublierais pas non plus tous les étudiants de ma promotion pour leurs soutient et leurs présence durant tous mon cursus universitaire.
- Ma vive gratitude et mes remerciements à mes amis.
- Mes remerciements vont à tous les enseignants et étudiants du département de géologie.
 - En fin, je tiens à exprimer toute ma gratitude à toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

Chapitre I
Généralités

I- INTRODUCTION

1-Définition

Le terme "Numidien", est baptisé par [Ficheur en 1890](#). Ce faciès affleure sur le territoire de l'ex-Numidie qui est de l'Afrique du Nord romaine. Jusqu'à cette date, la nomenclature s'est développée sous le nom de Grès de Numidie" ([Renou, 1843](#) ; [Fournel, 1854](#) ; [Coquant, 1854](#); [Ville, 1868](#) ; [Hardouin, 1868](#) ; [Tissot, 1881, 1882](#) ; [Pomel & Pouyanne, 1882](#) ; [Ficheur, 1888](#) ; [Pomel, 1889](#)).

2- Affleurement (Fig. 1)

Cette formation numidienne affleure largement dans plusieurs localités du pourtour de la Méditerranée : en Andalousie, en Tunisie, au Maroc, en Algérie, en Sicile et en Italie.

3- Caractéristiques spécifiques du "Facies Numidien" et problématique :

Le faciès numidien dans l'Ouarsenis comme dans la plus grande partie de l'Algérie correspond à une épaisse série argileuse à la base et gréseuse au sommet. Le complexe argileux de base est difficile à séparer de son substratum Crétacé à faciès flysch avec lequel il avait toujours confondu. Ce complexe donne aux affleurements des teintes versicolores (lie-de-vin, verdâtre..). En revanche, le complexe gréseux supérieur, très épais peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Ce "facies numidien" est caractéristique par la stratonomie des assises gréseuses et son ciment particulièrement quartzeux. Il est très riche en structures sédimentaires hydrodynamiques et en traces fossiles. Les terrains numidien de l'Ouarsenis oriental, sont comme tous ceux de l'Algérie, presque azoïque surtout la partie gréseuse. Certains géologues avaient attribuaient le Numidien soit à l'Eocène supérieur ([Dalloni, 1936](#)), soit au Priabono-Oligocène ([Flandrin, 1948](#)). [Mattauer \(1953\)](#) grâce à ça découverte de la microfaune Miogypsines dans l'Ouarsenis oriental, considère que la base du Numidien serait Chattien et le sommet engloberait du Miocène inférieur (Aquitaniens).

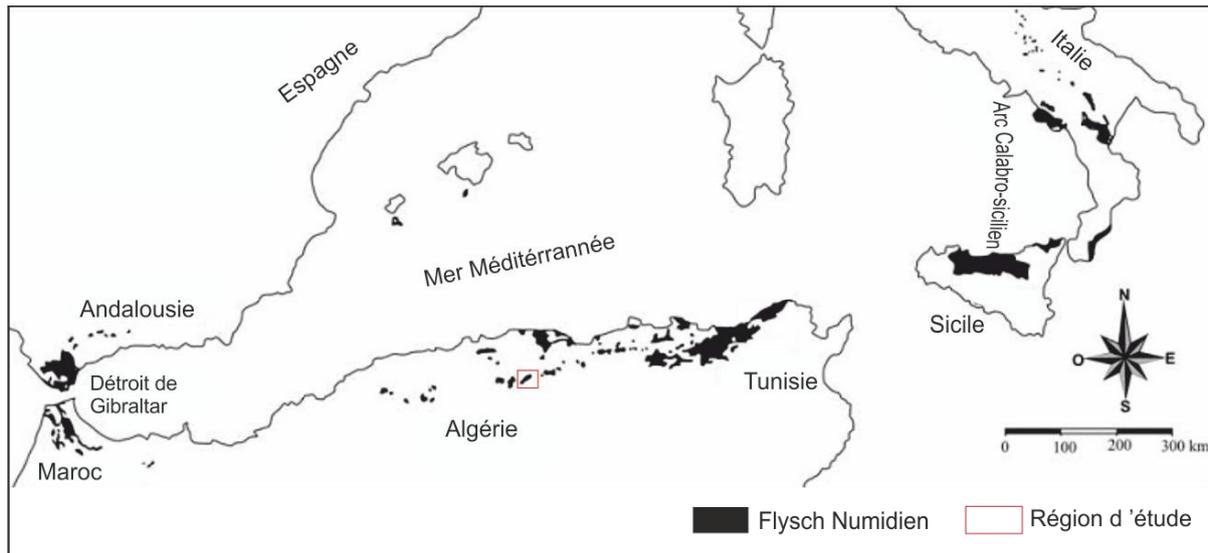


Fig. 1- Répartition des principaux affleurements des "flyschs Numidiens" dans la Méditerranée (Hoyez, 1989)

II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE REGIONAL

De point de vue géomorphologie, l'Algérie comprend quatre domaines géographiques bien distincts, du Nord au Sud:

1- Le domaine Tellien : Il correspond au prolongement oriental du domaine rifain au Maroc, et la continuité occidentale de la Kroumérie en Tunisie, qui font partie de la chaîne alpine. Il s'étend de l'W vers l'E sur une distance de 1200km.

Le Tell est constitué par deux bandes parallèles, les massifs côtiers et internes, séparés par les plaines médianes. Notre secteur d'étude se situe dans le massif de l'Ouarsenis. Ce dernier constitue l'un des édifices des massifs intérieurs, qu'est limité par (i) la plaine de Chélif au Nord ; (ii) les Hautes-Plaines (plaine de Sersou) au Sud ; (iii) les monts de Béni Chougrane à l'Ouest et enfin (iv) les monts de Bibans à l'Est.

2- Les Hautes-Plaines et les Hauts-Plateaux : C'est un domaine qui forme un relief bordant l'Atlas tellien au nord et l'Atlas saharien au sud. Ils parcourent en diagonale l'Algérie du Sud marocain au Nord-Ouest tunisien à une altitude moyenne de 1000 m. Ce domaine correspond à une plate-forme cratonisée, recouverte de sédiments secondaires déposés à faible profondeur et d'épaisseur généralement modérée. Ces derniers masquent un socle rigide.

3- L'Atlas saharien : la chaîne atlasique oblique par rapport au littoral méditerranéen s'étend depuis la côte atlantique au Maroc jusqu'en Tunisie littorale. En Algérie, la chaîne atlasique a une longueur qui avoisine 1000 Km et une largeur de plus de 100 Km. On reconnaît de l'Ouest vers l'Est :

- la partie orientale : Les Monts des Zibans, Les Aurès, Les Nementchas.

- la partie occidentale : les monts d'Ouled Nail, les monts des Amours, les monts des Ksour.

4- Le Sahara ou la plate forme saharienne : Ce domaine est relativement stable, où la tectonique est moins prononcée. Il est constitué d'un socle précambrien recouvert de sédiments phanérozoïques transgressifs. Différents éléments tectoniques délimitent des bassins sédimentaires dans lesquels la lithostratigraphie est plus ou moins complète.

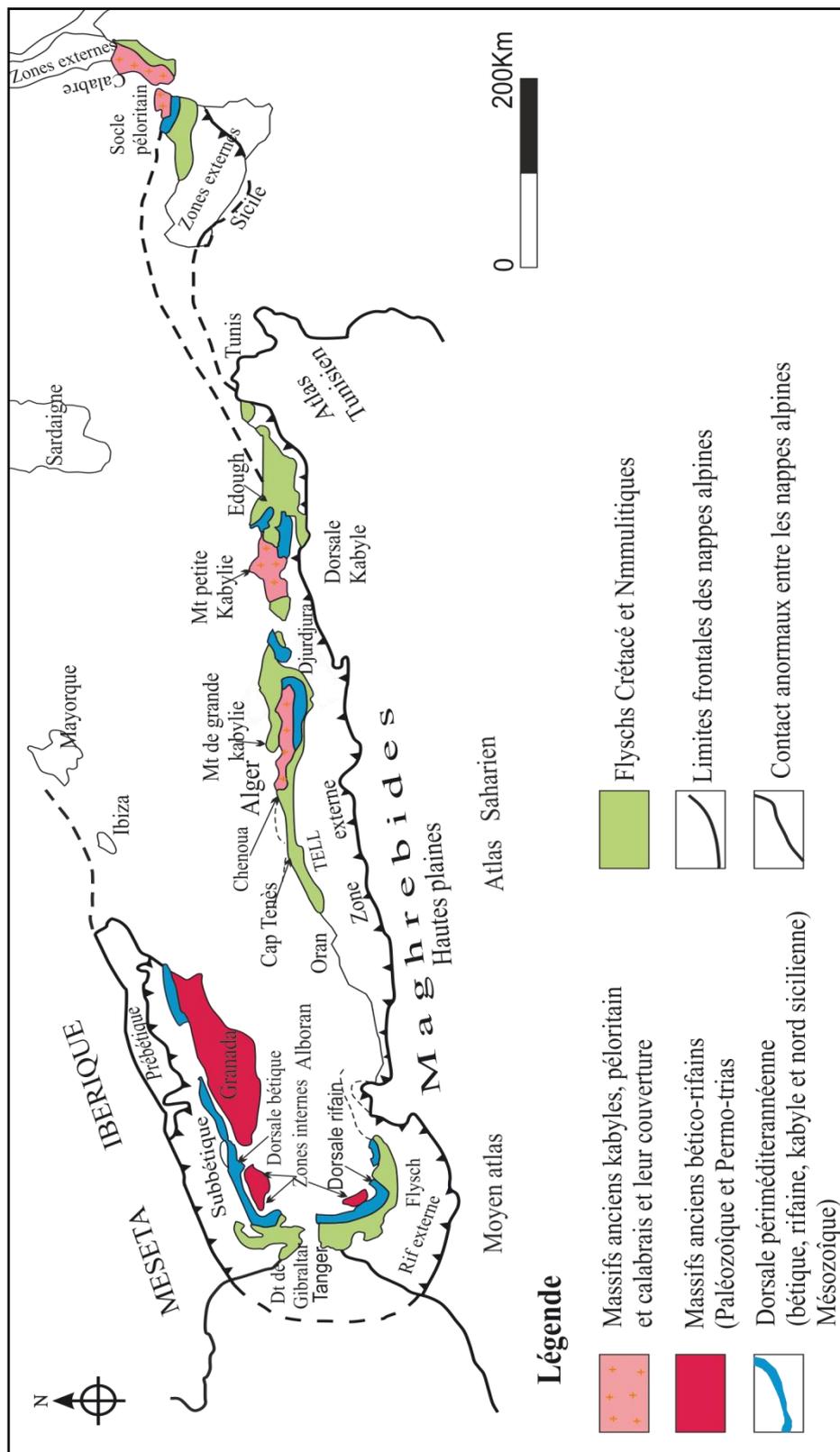


Fig. 2- Les grands domaines d'origine alpine en Méditerranée occidentale (Durand-Delga, 1969), Refaite

III- SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE :

La région d'étude appartient à l'Ouarsenis oriental, territorialement, elle se situe dans la commune de Theniet el Haad à 50 km au Nord Est de la ville de Tissemsilt. Surplombant la ville de Theniet el Had, se trouve le Parc National, appelé communément "Forêt des Cèdres". Deux coupes géologiques ont été levées ; la première coupe dans Djebel El Meddad et la deuxième dans Kef Mahmoud.

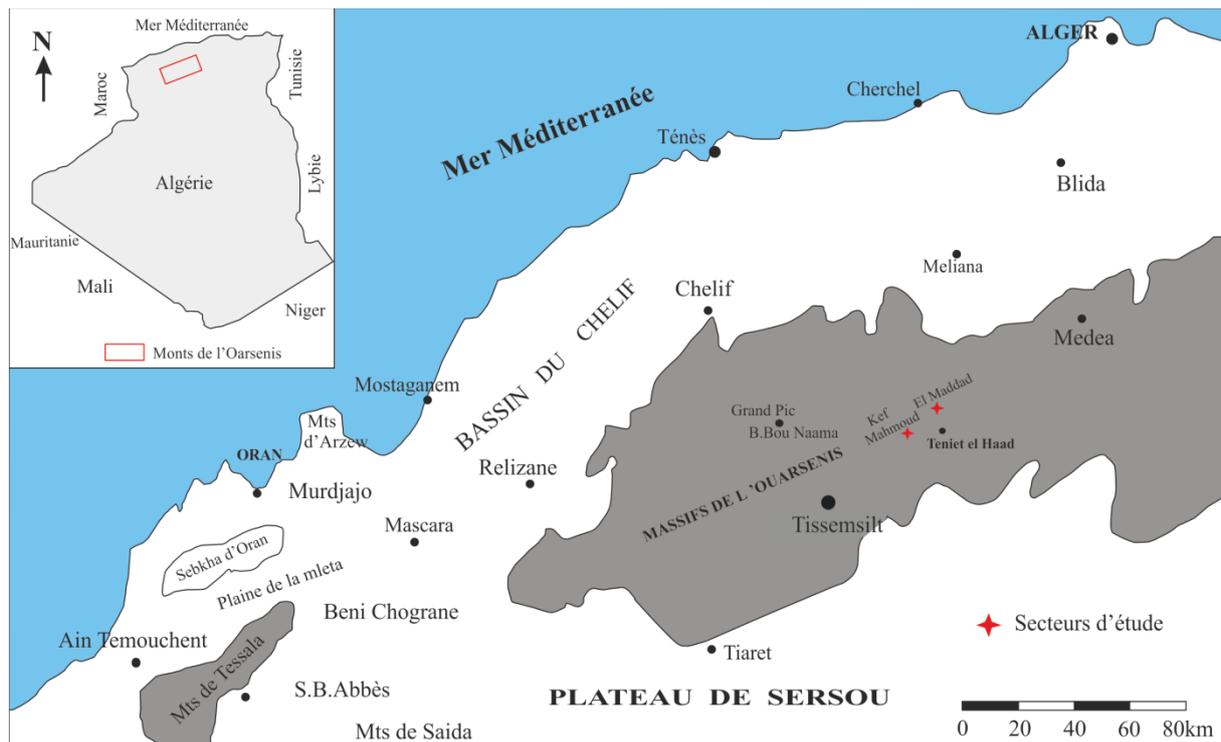


Fig. 3- Situation géographiques de l'Ouarsenis (in Benhamou, 1996 modifié)

IV- CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL DE L'OUARSENIS

L'Ouarsenis oriental est caractérisé par une stratigraphie extrêmement variée. Il englobe des terrains Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque même Quaternaire. La complexité tectonique et la rareté ou l'absence de fossiles dans quelques étages rend les études géologiques très délicates, appart les étages classique facilement identifiable. La figure ci-après montre une colonne lithostratigraphique synthétique de l'Ouarsenis oriental (sans échelle).

AGE		COLONNE LITHOLOGIQUE	FACIES ET TYPE DE DEPOT	AUTEURS	
QUATERNAIRE			Alluvions et cailloutis, Cailloutis et replats tufacés	Mattauer (1958), Polvèche (1960)	
PLIOCENE			gypse, grès-marnes, conglomérat (continental)	Belkébir et Bessedik (1992), Guardia (1975), Delteil (1974), Dalloni (1952)	
MIOCENE	Sup		Marnes, marno-calcaires, Grès calcaires, Conglomérat.	Bessedik et al. (2002), Polvèche (1960), Mattauer (1958), Cheylan et al. (1955).	
	Inf				
OLIGOCENE			Faciès Numidien, Faciès Boghari (Oranais)	Polvèche (1960), Mattauer (1958).	
EOCENE			Marnes, marno-calcaires, Grès glauconieux, faciès phosphatés, marnes.	Polvèche (1960), Mattauer (1958), Flandrin (1948), Dalloni (1936)	
PALEOCENE			Marnes à boules calcaires, microbrèches, argiles (flysch), marno-calcaires, marnes, calcaires à niveaux siliceux	Polvèche (1960), Mattauer (1958).	
MESOZOIQUE	CRETACE		Sup	Marno-calcaires Flysch Schistes à lit calcaires-grès, marno-calcaires, marno-calcaires, Ammonitico-rosso	Tchoumatchenco et al. (1995), Benyoucef (2006), Chérif (2009), Tchoumatchenco et Krischev (1992a), Polvèche (1960), Mattauer (1958), Calémbert (1952), Dalloni, (1936).
			Inf		
	JURASSIQUE		MALM	Ammonitico-rosso, calcaire marno-calcaire, grès et grès-calcaire, marno-calcaires, carbonates, dolomie	Atrops et al. (1991a, b), Benhamou (1996), Tchoumatchenco (1984, 1986a, 1987), Kirèche (1977- 1993), Fares Khoudja (1968), Calémbert (1937, 1952), Caire Glangeaud, Mattauer (1950, 1952), Geoffroy (1936), Gentil (1902-1904), Pomel (1875)
		DOGGER			
		LIAS			
TRIAS		Gypse, grès, argile versicolores, dolomies carneuls et bréchiq, blocs primaires	Trumpy (1983), Mattauer, (1958), Dalloni, (1952), Fallot (1942a, b), Gentil (1902), Nicaise (1870)		
PALEOZOIQUE		Conglomérats (Verrucano) Série volcano-sédimentaire Série schisto-gréseuse Socle cristallophyllien	Mattauer (1958), Caire, Glangeaud, Mattauer (1950, 1952) Glangeaud et Bétier (1935, 1937)		

Fig. 4- Tableau montrant la série synthétique du bassin de l’Ouarsenis (sans échelle)

1- Paléozoïque :

La stratigraphie du Paléozoïque reste encore peu connue dans l'Ouarsenis comme dans tout le tell Algérien. Les terrains primaires sont rares et se présentent sous trois formes (Mattauer, 1958) :

- un primaire (cristallin, sédimentaire et métamorphique) autochtone dans les massifs de Chélif que l'on appelle les "Massifs de Chélif" (Kirèche, 1977, 1993) ;
- un primaire emballé dans le complexe triasique ;
- un primaire en galets dans le Miocène inférieur.

2- Mésozoïque :

a- Le Trias : dans l'Ouarsenis le Trias jalonne souvent les contacts anormaux matérialisés par des complexes gypso-salins, des dolomies massives et des cargneules.

b- Le Jurassique : les affleurements jurassiques sont moins fréquents par rapport à celles du Crétacé surtout dans la région de Théniet el Haad. En revanche, dans le secteur du Grand Pic la série Jurassique est importante (Benhamou, 1996), le Crétacé est très réduit.

c- Le Crétacé : les terrains Crétacés affleurent largement dans l'Ouarsenis. La série débute par des dépôts carbonatés peu profonds (Chérif, 2009) interrompus par de puissantes séries grésopélitiques à faciès flyschoides pendant l'Aptien inférieur-Albien (Mattauer, 1958 ; Benyoucef, 2006). Au-delà, la sédimentation carbonatée à prédominance de marnes marque le Crétacé.

3- Cénozoïque :

3.1. Le Paléocène : la différence des dépôts de Crétacé supérieur à celle du Paléocène ne s'individualise qu'à partir de la microfaune ; la sédimentation demeure toujours marneuses.

3.2. L'Eocène : La base de l'Eocène inférieur est marneuse ; elle est très réduite de quelques mètres. L'Eocène inférieur englobe trois faciès : les marno-calcaires blancs à *Globigérines*, le grésoglaucconieux et les faciès phosphatés. L'Eocène moyen et supérieur affleure soit sous un faciès marneux (marnes brunes et/ou noires) soit sous un grés glaucconieux. Enfin, l'Eocène existe dans le Miocène sous forme de galets remaniés.

3.3. L'Oligocène : deux faciès principaux appartiennent à l'Oligocène. Il s'agit de "Faciès Boghari" dit "Oranais" affleurant largement dans l'Ouarsenis occidentale à prédominance marneuse (nappe B) et le "Faciès Numidien" argileux à la base et gréseux au sommet (nappe C). Ce dernier fait l'objet de notre étude.

3.4. Le Miocène : il est représenté par deux dépôts ; le Miocène inférieur et supérieur qui sont indifférenciés. Il s'agit de dépôts de marnes analogues à celle de l'Eocène. Vers l'Est, l'épaisse série marneuse évolue vers le sommet à une autre série gréseuse. Vers le sud et l'Ouest, elle passe latéralement à des formations conglomératiques rougeâtres reposant directement sur les flyschs.

3.5. Le Pliocène : il constitue des placages réduits de cailloutis et des replats tufacés.

4. Le quaternaire :

Les dépôts quaternaires forment de notables terrasses caillouteuses et des alluvions récentes très limoneuses dans les vallées au dessous de 50m.

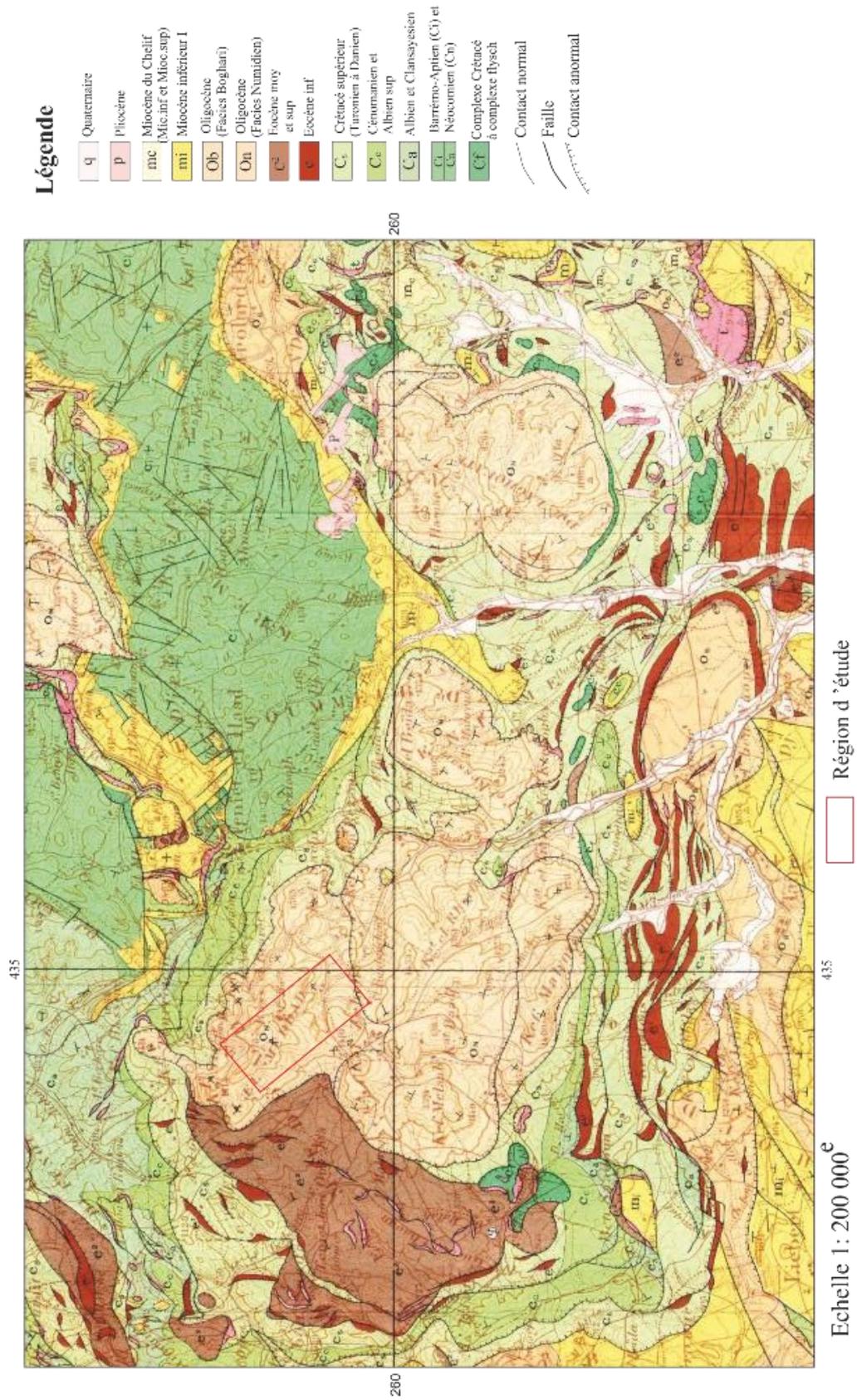


Fig. 5 - Extrait de la carte géologique de l'Ouarsenis oriental 1/200 000 (MATTAUER, 1958) Montrant la région d'étude

V- CONTEXTE STRUCTURALE

1. Situation du domaine tellien dans les Maghrebides (Fig. 6)

Le domaine tellien appartient au chapelet de la chaîne alpine péri-méditerranéenne qui correspond à un domaine orogénique de collision des Maghrebides. Le domaine de la chaîne des Maghrebides a connu des phases Méso-cénozoïque aboutissant à la mise en place de nappes de charriages, auxquelles sont associés des bassins intra-montagneux (Caire, 1957 ; Mattauer, 1958). Ces nappes de charriage sont comme suit du nord au sud (Fig. 7):

- Le domaine interne ou socle kabyle ;
- Le domaine de flyschs constitué par des nappes de flyschs Crétacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long ;
- le domaine externe ou domaine tellien est représenté par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires. Elles sont constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de kilomètres vers le sud.

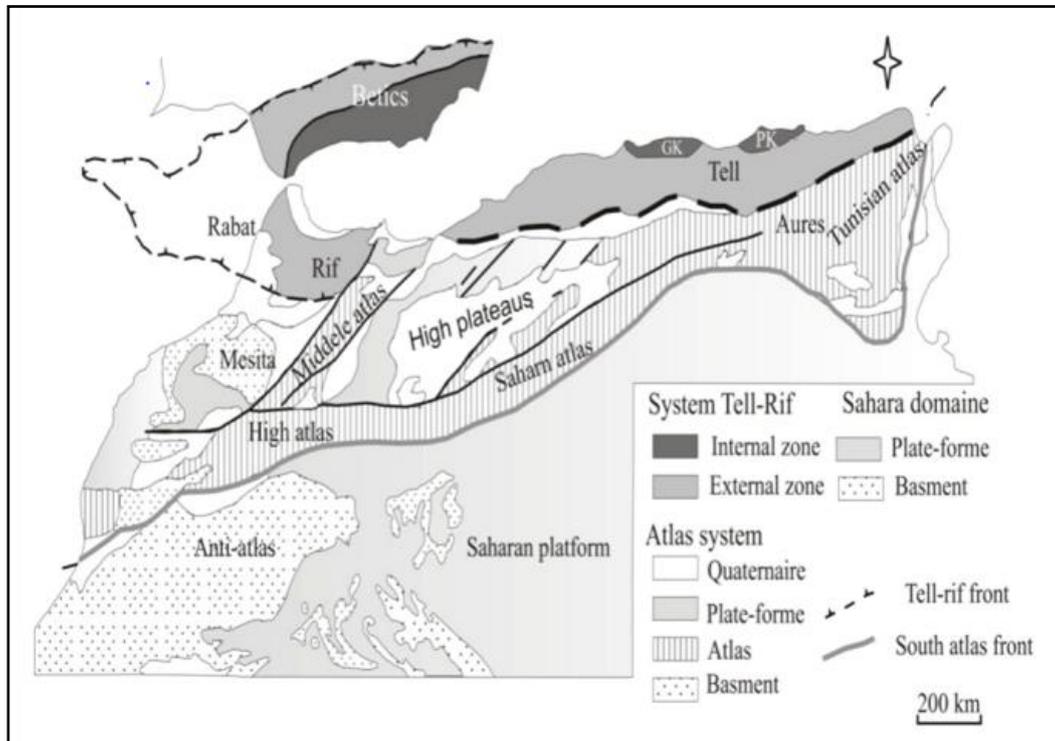


Fig. 6- Schéma structural de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale montrant les différents domaines (De Lamotte *et al*, 2000)

2. Structuration de l'Ouarsenis dans le domaine tellien :

L'Ouarsenis correspond à un édifice dont les terrains offrent des structures tectoniques très complexes. Cette complexité comporte des contacts anormaux et des failles chevauchantes. Ce massif est marqué comme la grande majorité du Tell par les nappes qui ont pris naissance grâce aux mouvements intra-Miocène dite "phase paroxysmale" (Caire & Mattauer, 1953a, b ; Polvêche, 1960, p. 354).

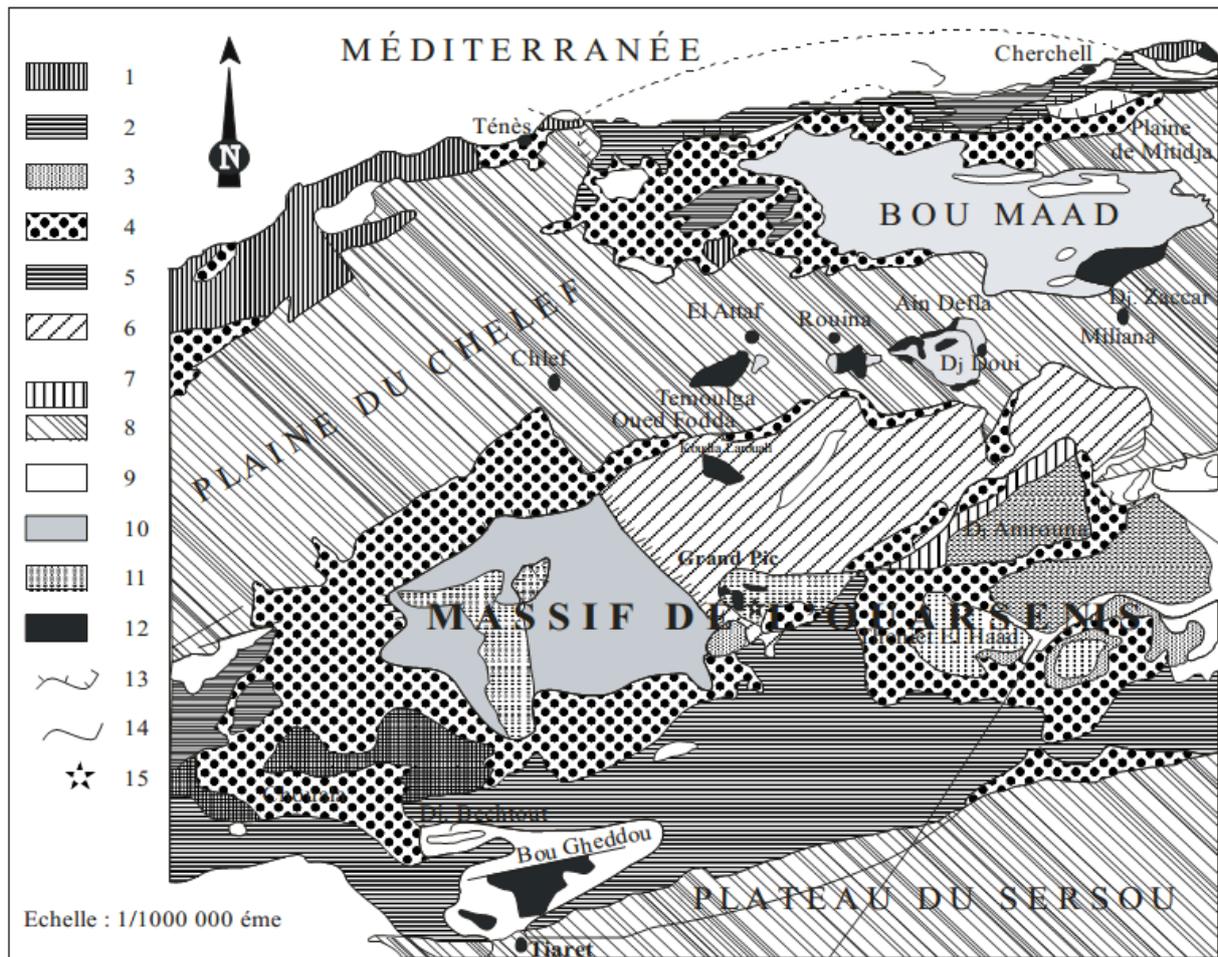


Fig. 7 : Situation structurale de l'Ouarsenis (*in* Benhamou, 1996)

1)- Nappe numidienne, 2)-Nappe du flysch, 3)- Nappe sous-numide, 4)- Nappe épi-tellienne, 5)- Nappe sud-tellienne, 6)- Nappe infra-tellienne, 7)- Klippes sédimentaires, 8)- Formation post-Miocène, 9)- Miocène, 10)- Paléocène à Cénomaniens, 11)- Crétacé inférieur (Néocomien à l'Albien), 12)- Jurassique, 13)- Contact anormal majeur, 14)- Faille principale, 15)- Région d'étude.

3. Les phases tectoniques :

Les mouvements secondaires correspondent probablement à des plissements connus dans le secteur Chelif-Nador entre le Jurassique et le Crétacé moyen. Par ailleurs, la phase anté-néocomienne qui a affecté les massifs côtiers (Durand-Delga, 1954, p. 424) n'est pas marquée d'une façon évidente, mais il y a un passage progressif Jurassique-Crétacé (Gourinard, 1952a ; Calembert, 1955). La phase cénomaniennne qui affecte la zone de Chouala et la phase anté-sénonienne avec des mouvements importants au nord de l'Ouarsenis ont été mise en évidence par Polvêche (1960). Tandis que la phase fini-lutétienne qui se déroulait pendant le Lutétien supérieur a généré des chevauchements importants (Deleau, 1938).

4. Les unités structurales :

La mise en place des nappes est effectuée grâce à des mouvements compressifs horizontaux (Fallot, 1952 ; Polvêche, 1960). Certains pensaient que les nappes sont dues aux déplacements d'une onde de glissement-plissement s'écoulant du Nord vers le Sud (Glangeaud, 1952 ; Caire et Mattauer, 1953 ; Mattauer, 1958). Celle-ci a été confirmée ultérieurement par Glangeaud (1956c). Ce processus a été replacé globalement dans le cadre géodynamique méditerranéen (Migliorini, 1938 ; Merla, 1952). Ce domaine des nappes est constitué d'ensemble structural et sédimentaire portant l'empreinte de la tectonique alpine.

4.1. Subdivision de Mattauer (1958)

a- L'autochtone : Ces massifs présentent une structure relativement simple. Il s'agit des anticlinaux d'orientation générale Est-Ouest. Ils sont dissymétriques, car le flanc Nord-est affecté par de nombreuses failles. Tandis que le flanc Ouest est caractérisé par une faille Nord-sud et à l'Est par une faille subméridienne.

b- Le complexe A : Il se situe entre l'autochtone et la nappe B. Il est caractérisé par une tectonique plus complexe dans lequel des injections triasiques reposent d'une façon anormale sur des terrains plus récents.

c- L'allochtone (Nappe B) : De point de vue stratigraphique, cette nappe est représentée par un Crétacé supérieur généralement marneux, un Oligocène et un Eocène à faciès différents de ceux de l'autochtone.

d- La nappe C : Dite "nappe numidienne", elle couronne l'édifice allochtone de l'Ouarsenis oriental. Elle est caractérisée par une surface de contact anormale de base souvent

jalonnée de lambeaux jurassiques généralement peu déformés. Stratigraphiquement, cette nappe est caractérisée par un Crétacé à faciès flyschoides des régions littorales, un Oligocène à faciès « Numidien » et un Miocène en galets.

4.2. Les subdivisions de Polvêche (1960) : elles permettent de distinguer les unités suivantes :

- Nappe Oligo-miocène, comme son nom l'indique, c'est une nappe de charriage formée presque uniquement par des dépôts oligo-miocène ;

- Unité de Chaouala ([Polvêche, 1955](#)) : Chaouala est le nom de la tribu qui occupe la région où les affleurements de cette nappe sont les plus spectaculaires. Cette unité est formée essentiellement par des marno-calcaires néocomiens et barrémiens à fossiles pyriteux. Le terme « chaouala » a été repris ultérieurement pour définir d'autres unités comportant les mêmes caractéristiques dans le tell Algérien dans les monts de Tessala ([Fenet et Magné, 1973](#) ; [Fenet, 1975](#)) et dans la Tafna ([Guardia, 1975](#)).

- Nappe sénonienne, définie dans la région de Mendes, elle est formée en quasi-totalité par un matériel sénonien.

- Unité albo-cénomanienne est constituée par « les flyschs albo-aptien » et des marno-calcaires cénomaniens.

- Nappe de caire ou « unité Médjanienne » de Mattauer, elle est formée exclusivement par des dépôts Oligocène à faciès numidiens. Elle s'étend de Sétif à l'Est jusqu'au Ammi Moussa à l'Ouest sur 300km environ. Plusieurs auteurs ont signalé l'existence de cette nappe ([Magné, 1955](#) ; [Mattauer, 1958](#) ; [Polvêche, 1960](#) ; [Bouillin et Raoult, 1971](#) ; [Guardia, 1975](#)).

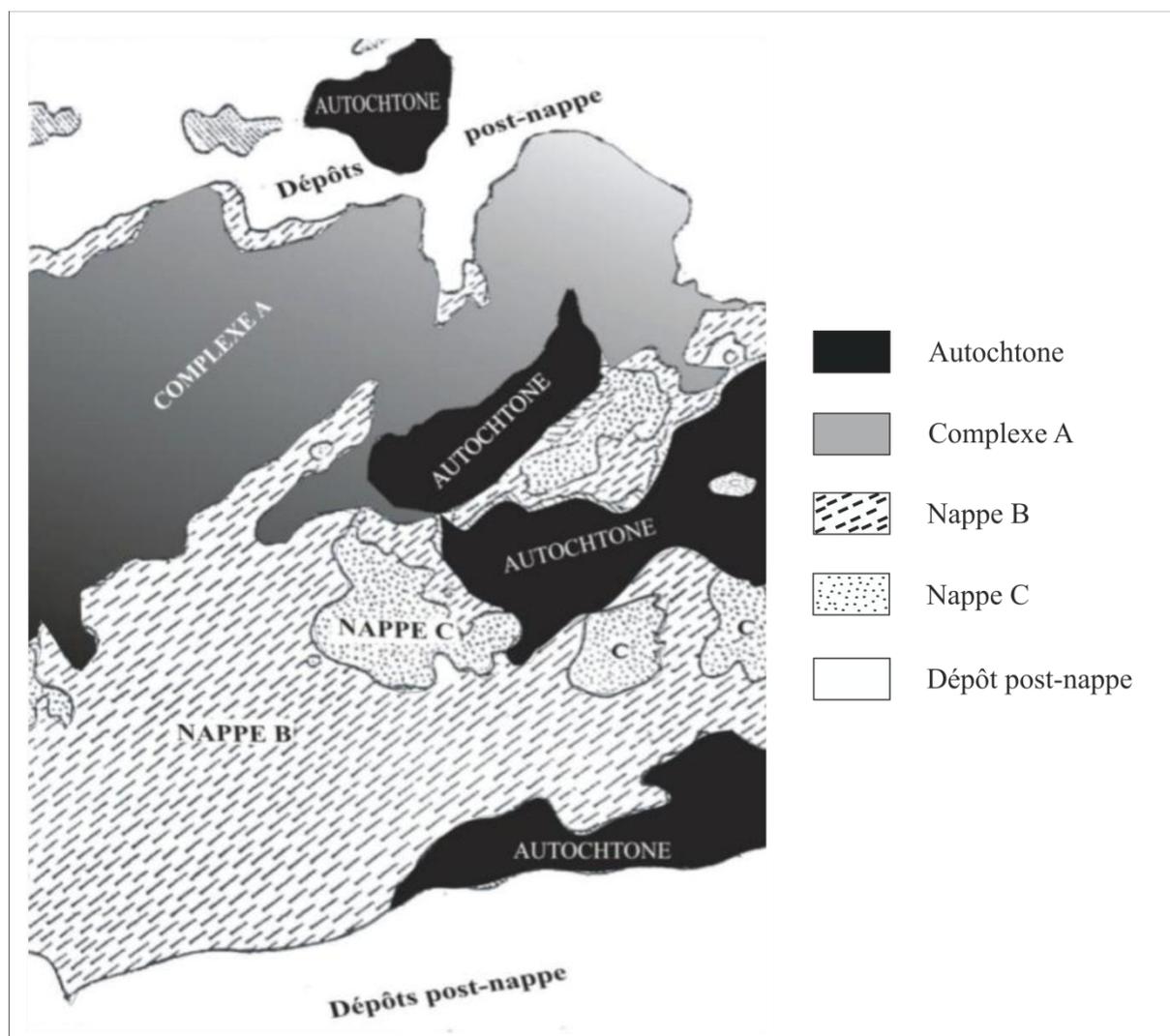


Fig.8 - Les unités structurales de l'Ouarsenis (d'après Mattauer, 1958 ; Benhamou, 1996, modifiée).

VI- METHODE DE TRAVAIL ET OBJECTIFS :

1- Méthode de travail :

Deux étapes principales ont été entreprises :

1.1. Le travail de terrain : d'abord, le lever des coupes lithologiques sur le terrain et le prélèvement des échantillons de roche pour effectuer des lames minces et les échantillons de marne pour procéder au lavage afin de chercher de la microfaune.

1.2. Le travail au laboratoire : On a réalisé les lames minces sur les échantillons de roche afin de compléter la description macroscopique par une description microscopique. Les

échantillons prélevés dans les dépôts friables ont été lavés sur une colonne de quatre tamis dont les mailles sont de 500 μ , 250 μ , 160 μ et 63 μ (le lavage se fait avec un jet d'eau continu) ; Le résidu récupéré est placé dans une étuve pour séchage à une température ne dépassant pas 50°C, le tri de la microfaune est réalisé à la loupe Binoculaire (grossissement 10-40).

2- Objectif du travail :

L'intérêt de ce travail est d'abord de combler le manque des études sur le faciès Numidien des terrains situés dans la région de Théniet el Haad en particulier. Ils permettent d'entreprendre une étude sédimentologique en vue de comprendre la dynamique de la sédimentation silicoclastique et faire un essai paléogéographique de l'époque. L'analyse des figures primaires de bases de banc effectuée sur les dépôts turbiditiques, dans la province téthysienne (Sicile, Tunisie), atteste une provenance septentrionale du matériel détritique. Il serait intéressant sur la base des corps sédimentaires disponibles analysées pourrait ainsi être confirmées dans le secteur d'étude.

On sait que le "Flysch numidien " recèle un potentiel utile important de substances minérales non métalliques caractérisées par des grès quartzeux et quartzites qui sont les sources principales de silice et de minéraux lourds. A cet effet, il serait également peut être possible, via l'analyse de critères sédimentologiques ainsi que des résultats obtenus de la granulométrie essentiellement des minéraux lourds argumentées leur source d'alimentation méridionale.

VII- HISTOIRE GEOLOGIQUE DU NUMIDIEN EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

De manière plus bref, l'histoire du Numidien et des flyschs maghrébins se divisent en trois grandes époques : (i) l'époque autochtoniste ; (ii) l'époque nappiste ; (iii) l'époque plaquiste.

1. L'époque autochtoniste : c'est celle de la reconnaissance générale du Numidien en Afrique du Nord et des premières datations stratigraphiques.

Le Numidien a été mis en évidence dans la stratigraphie tunisienne par [Aubert \(1891\)](#) ; il a identifié ce faciès dans les massifs nord-occidentaux de La Caïle à Bizerte où il le comparait avec les "Grès du Cap Bon" et du Chérichira. Il trouve son équivalent dans l'Ouest algérien avec les "Grès de Boghari" ([Mattauer, 1958](#)).

Le terme "Numidien" a été utilisé au Maroc par Fallot (1937) et Flandrin (1948) sur des grès bien décrits et assimilés à l'"Arenisca del Aljibe" andalouse (Gentil, 1918 ; Marin, Blumenthal et Fallot, 1930 ; Marcais, 1932 ; Lacoste, 1934).

Ficheur distingue deux étages dans l'Eocène supérieur : un étage inférieur D ou "Argiles et Grès à *Fucoïdes* de Chellata" et un étage supérieur E ou "Numidien". Un peu plus tard, en 1893, le même auteur introduit le terme de "Médjanien" en équivalence de son étage D. Cette distinction entre Numidien et Médjanien va servir de référence pendant plus de trente ans aux géologues algériens.

En Algérie, au début du XX^{ème} siècle, une polémique s'engage sur l'appartenance du Numidien à l'Oligocène, d'une part, et sur la réalité de l'étage Médjanien, d'autre part Daresté De la Chavanne (1910) modifie les propositions de Ficheur en élevant le "Flysch médjanien-numidien" jusqu'à l'Oligocène. Cette opinion est partagée par Joleaud (1912) pour lequel Médjanien et Numidien ne représentent que deux faciès d'un même ensemble stratigraphique. Néanmoins, la classification de Ficheur continue d'être adoptée, avec ou sans réserves (Blayac, 1912 ; Dalloni, 1916 ; Savornin, 1906, 1920). Aucun élément paléontologique ne change l'état des connaissances jusqu'en 1923, date à laquelle Erhmann découvre un gisement à *Lépidocycline* qui suggère la base des "Grès numidiens".

2. L'époque nappiste : Cette époque est mise en évidence avec les travaux de Glangeaud (1932). L'existence des nappes, pressentie par Termier (1906), Gentil (1902) sur des arguments en grande partie erronés, est dorénavant indubitablement démontrée. La "nappe du flysch" albo-aptien conduit à l'extension aux nappes de flyschs Tertiaires. Ce même auteur critique par ailleurs les "étages" de Ficheur et abaisse le Médjanien au rang de faciès. Il décrit un "flysch à petites nummulites de l'Eocène supérieur" passant latéralement au Médjanien. Toutefois, l'attribution du Numidien à l'Eocène supérieur ne marque aucun progrès dans le domaine de la stratigraphie.

La monographie de Flandrin (1948) sur le Nummulitique algérien aussi exhaustive soit-elle dans l'analyse stratigraphique, n'admet que des recouvrements de faible amplitude. Néanmoins, ce document demeure sur de nombreux points utilisables aujourd'hui. Le Médjanien-étage est définitivement proscrit car son stratotype de Chellata et de Tirourda s'avère appartenir au Crétacé; dans les autres cas, rien ne le distingue lithologiquement du Numidien. D'après des faunes de grands foraminifères, la masse des grès est attribuée à

l'Oligocène et les argiles sous-jacentes au Priabonien supérieur; mais *a posteriori* il apparaît que ces déterminations ne s'appliquent pas à la série numidienne. Un renouveau fondamental va s'opérer avec la mise en évidence de nappes dans le Tell méridional. Le forage de l'Oued Gueterini, suivi de levés cartographiques sur la bordure sud-tellienne, conduit les géologues pétroliers de la S.N. Repal à cette évidence. Leurs travaux restent malheureusement à l'état de rapports inédits et ne peuvent recevoir de première audience qu'à l'occasion du Congrès géologique international de 1952. Parallèlement, [Caire \(1951\)](#) décrit dans la région subbibanique l'empilement de trois nappes qu'il dénomme A, B et C. La nappe C supérieure consiste en les massifs "médjaniens" supportés par un coussinet de Trias.

L'extension à la totalité du Tell méridional va se poursuivre: Ouarsenis oriental ([Mattauer, 1953](#)), l'Ouarsenis occidental ([Polvêche, 1958, 1960](#)), région sétifienne ([Glacon, 1955, 1961](#)), région d'Oued Athménia ([Van De Fliert et al., 1958](#)). A l'Ouest de Constantine jusqu'en Tunisie, la notion d'allochtonie totale n'apparaît que plus tardivement, arguments à l'appui, et admet encore des contradicteurs.

La découverte de la microfaune *Miogypsines* ([Mattauer, 1953](#)) dans la série de base du Numidien, signifie que la sédimentation gréseuse ne débutant qu'à la fin de l'Oligocène.

En 1956, [Durand-Delga](#) introduit le terme "ultra" qui admet l'existence d'un bassin de flyschs au Nord de la chaîne calcaire. Cette conception est discutée par [Mattauer \(1958\)](#), puis défendue et argumentée par ces deux auteurs en 1959 dans le Rif septentrional. Le Numidien reposant sur les massifs kabyles ou à leur bordure sud n'apparaît plus, alors autochtone.

En 1963, [Durand-Delga](#) réexamine les arguments qu'il avait lui-même avancés en faveur de l'"ultra-nappisme", les remet en question en formulant une nouvelle interprétation, qualifiée depuis d'"infra" ou "citra"- kabyle.

Dans les années 60 de nombreux travaux de thèse sont mis en chantier et apportent de nouvelles données sur les flyschs tertiaires. On peut les regrouper par "écoles" selon les conceptions qu'elles professent :

- l'école [Durand-Delga](#), en Espagne ([Didon, 1961](#)), au Maroc ([Lespinasse, 1972](#)) et en Algérie [Bouillin J.P., et al, \(1970\)](#), [Tefiani M. & Vila J.M. \(1970\)](#) ; emploient le terme "infra".

- l'école [Polvêche](#), en Algérie occidentale ([Delteil, Guardia](#)) suit l'hypothèse "ultra-".

- l'école Caire, en Algérie (Laval 1970, Coutelle, Obert) et en Sicile (Truillet, Broquet, Duée, Mascle) suit une hypothèse intermédiaire, dite "péri-".

- les écoles italiennes, avec Ogniben, Montanari, Wezel.

3. L'époque "plaquiste" : cette époque voit le jour vers 1969 avec l'utilisation de nouvelles technologies déplace les centres d'intérêt du continent vers les fonds sous-marins. La genèse et la nature océanique de la croûte des fonds abyssaux de la Méditerranée occidentale s'imposent par la gravimétrie et la sismique réflexion. L'aéromagnétisme témoigne de l'ouverture des bassins provençaux (Le Borgne *et al*, 1971) et tyrrhénien (Rehault *et al*, 1987). Les forages *off-shore* et la sismostratigraphie démontrent l'âge Néogène du remplissage de ces bassins et les structures distensives qui les affectent.

A partir des anomalies magnétiques océaniques, une quantification et une chronologie de la fermeture de la Téthys donnent lieu à divers modèles (Smith, 1971 ; Dewey *et al*. 1973 ; Biju-Duval *et al*, 1977; Dercourt *et al*, 1985). En fait, tous les travaux synthétiques parus au cours de cette période proposent des reconstitutions paléogéographiques s'inspirant de modèles "plaquistes" (Le Pichon *et al*, 1971 ; Andrieux *et al*, 1971; Auzende *et al*, 1973; Alvarez *et al*, 1974 ; Paquet, 1974 ; Durand-Delga. 1980 ; Wildi, 1983 ; Bouillin, 1986).

L'océanographie moderne a également contribué à modifier notre vision des flyschs. Des modèles actualistes ont été appliqués, entre autres, aux flyschs Paléogènes (Wezel, 1970). Le Numidien reste encore mal compris de point de vue sédimentologie et paléogéographie. Tous les travaux cités n'aboutissent pas à un consentement général sur au moins deux grandes questions:

- Quelle est la position du (ou des) bassin(s) de flyschs Oligo-miocènes.
- Quelle est l'origine du quartz ayant alimenté le bassin numidien.

Chapitre II
Lithostratigraphie



Grès



Argile/Marne



Nodule d'argile



Bioturbation



Slump



Bioturbation intense



Bioturbation faible



Lamination Parallèle



Load cast



Granoclasement positif



Déformation hydroplastique



Groove cast



Ripples marks



Flute cast



Gutter casts

- ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE :

1-Localisation du secteur d'étude (Fig. 9)

Dans le cadre de l'étude sédimentologique du faciès numidien dans l'Ouarsenis oriental, deux coupes géologiques ont été levées : (i) la première coupe située dans Djebel El Meddad, au niveau du lieu-dit Chaâba à 5 km au Nord-Ouest de la ville de Téniet el Haad. Cette coupe a été étudiée en détail ; (ii) la deuxième coupe localisée dans Kef Mahmoud au Sud du Douar Sidi Boujnant. Cette coupe a été levée pour but de corrélation, d'une part, et de mise en évidence du "Faciès à *Tubotomaculum*" récemment décrit et dénommé (Uchman, 2014) (*Ophiomorpha recta*), d'autre part.

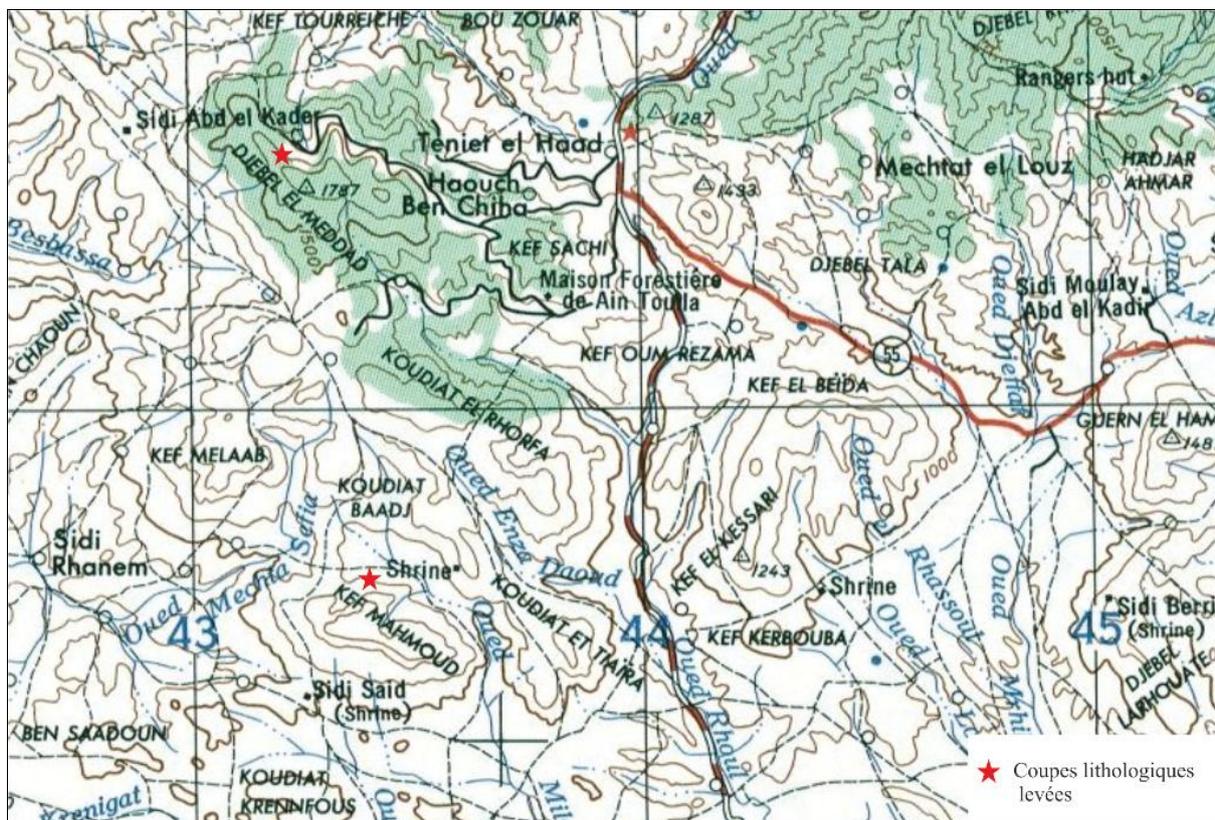


Fig. 9: Localisation des coupes lithologiques levées (Extrait de la carte topographique de Bohari, Echelle : 1/250 000)

2- Description lithologique de la coupe de la "Forêt des Cèdres" (Fig. 10)

La coupe qui fait l'objet de ce travail est matérialisée par des couches sub-verticales orientées N150° ou NNW - SSW, avec un pendage 65 à 70° vers le SW.

L'étude des figures sédimentaires et les critères de polarité, nous a permis de constater que cette série est renversée. Sur la base de la stratonomie et l'épaisseur des bancs gréseux et des niveaux argileux, nous avons pu subdiviser cette coupe lithologique en deux ensembles :

(i) Ensemble inférieur comportant des "Alternance rapprochée de Grès/Argile" et (ii) Ensemble supérieur composé par des "Alternance dilatée de Grès/Argile".

A- Ensemble inférieur : Alternance rapprochée de Grès/Argile silteuse.

Cet ensemble est constitué par une alternance de grès de couleur brunâtre à la patine et beige à blanche à la cassure et des niveaux d'argile silteuse verdâtre à grisâtre d'épaisseur centimétrique. Cette alternance est ordonnée en faisceaux. Il peut s'agir de bas en haut :

a- Faisceaux à alternance grès/argiles silteuses (3,30m)

- **Banc1** (0,50m) : il correspond à un banc de grès moyens à grossiers durs brunâtres à la patine et beige à blanc à la cassure contenant des grains de quartz de taille allant jusqu'à 1mm, à ciment siliceux. Il contient quelques paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations sombres. La granulométrie est décroissante. La base de ce banc est marquée par la présence des figures de charge de petite taille et traces fossiles représentées par des *Thalassinoides* (Fig. 42I).

- **Inter-banc 1'** (0,20m) : il s'agit d'un inter-banc représenté par des argiles sableuses admettant une passée de 0,10 m de grès. Ce banc de grès silteux est marqué à la base par des structures de ruissellement ("Rill marks") (Fig. 21). Les traces fossiles fréquentes sont représentées par des *Gordia arcuata* (Fig. 41B) et des *Ophiomorpha annulata* (Fig. 41E). La surface supérieure est marquée par des rides de courants.

- **Banc 2** (0,50m) : c'est un banc de grès grossier, dur, de couleur brunâtre à la patine et beige à blanc à la cassure contenant des grains de quartz de taille allant jusqu'à 3 mm, cimenté par grains fins de sables fins. Il contient quelques ponctuations noires et des nodules d'argiles. La granulométrie est décroissante.

- **Banc 3** (0,60m) : il s'agit d'un banc de grès grossiers à moyens, durs, brunâtres à la patine et beiges à blancs à la cassure contenant des grains de quartz de taille allant jusqu'à 3mm cimentés par des grains fins. Le faciès contient quelques ponctuations noires et des galets d'argiles d'ordre centimétrique à décimétrique. La granulométrie est décroissante. La base est marquée par la présence des figures de charge de taille centimétrique à décimétrique (Fig. 32A).

- **Banc 4-5** (0,30m) : deux bancs compacts, de couleur jaunâtre à la patine et vert-clair à la cassure. Le lithofaciès contient une abondance de paillettes de mica blanc (muscovite) avec des ponctuations noires. La base du premier banc (n°4) est marquée par des structures de *furrow and ridge* (Fig. 22) orientées NNW-SSW, tandis-que le deuxième est souligné à la base, par la présence des structures hydrodynamiques de *flute casts* déformées ("*flute loaded*") (Fig. 15A).

- **Inter-banc 5'** (0,20m) : il est représenté par une alternance de quatre niveaux de grès silteux et d'argiles sableuses. Cette alternance comporte des ichnofossiles représentés par *Gordia arcuata* (Fig. 41B), *Planolites* (Fig. 42H), *Helminthoidichnites* (Fig. 41D), *Ophiomorpha*

rudis (Fig. 41F). Le sommet du dernier banc est marqué par des laminations horizontales (Fig. 26).

- **Banc 6** (0,80m) : c'est un grès grossier à moyen, compact, de couleur brune à la patine et beige à blanc à la cassure. La granulométrie est décroissante. Ce banc est marqué par l'abondance des galets mous de taille centimétrique à l'interface du banc devenant décimétrique à la surface. La forme du banc est irrégulière.

- **Inter-banc 6'** (0,20m): il s'agit d'un joint argileux de 0,20 m admettant une passée de 0,05 m de grès lenticulaire.

b- Faisceaux à empilement de bancs gréseux massifs (5 m) :

- **Banc 7** (1m) : c'est une barre de grès très dur, à grains grossiers à moyens, de couleur brunâtre à la patine et beige à blanc à la cassure contenant des grains de quartz de taille allant jusqu'à 3mm cimenté par des éléments détritiques très fins. La base du banc est irrégulière, marquée par des contournements ("*Convolute-laminations*") et des glissements syn-sédimentaires ("*slide structures*") (Fig. 37). Cette barre gréseuse contient quelques nodules d'argiles de taille centimétrique.

- **Banc 8 (1m) :** c'est un faisceau de bancs très saillant et bien repérable dans la topographie. Il s'agit d'une dalle à grandes déformations hydroplastiques. Cet ensemble de bancs constitue un empilement de couches superposées de grès moyen à fin, compact, brunâtre à la patine et beige à blanc à la cassure formant des structures bulbeuses ressemblant à de grands *load cast* de taille décimétrique à métrique (Fig. 40A, B).

- **Banc 9** (3m) : c'est un paquet de six bancs de grès grossier à moyen, dur, de couleur brune à la patine et beige à blanc à la cassure. Le premier (9a) est marqué, à la base par des *convolute laminations*, tandis que le n°9f contient des petits nodules d'argiles et des rides de courant à la surface ("*Ripple marks*"). Cet ensemble de grès se termine par le banc n° 10, épais de 0,10m, très riche en paillettes de mica blanc (muscovite).

c- Faisceaux à alternance grès/argiles silteuses (2,90m) :

- **Banc 11**(0,80m): c'est la dalle à grande taille de cannelures hydrodynamiques ("*Groove marks*"). Il s'agit de grès grossier à moyen, dur, brunâtre à la patine et beige à blanc à la cassure contenant des grains de quartz de taille allant jusqu'à 2mm cimenté par des grains fins. La base du banc est de forme irrégulière à quelques bosses de petite taille d'ordre

décimétrique ; il s'agit de figure de charge ("*Load cast*"). Cette dernière est associée à des objets traînés ("*Tools marks*") de longueur métrique.

- **Banc 12** (0,70m) : c'est un paquet de quatre bancs de grès grossier à moyen dur brunâtre à la patine et beige à blanc à la cassure. Les trois bancs qui se suivent (b, c, d) sont marqués par la présence de nodules d'argiles.

- **Banc 13-14** (1,10m) : il s'agit de deux bancs de grès moyen à fin, dur, brunâtre à la patine et blanc à la cassure, contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires. La base du deuxième banc (n°14) est marquée par la présence des *Tools marks* de taille métrique.

- **Inter Banc 14'** (0,30m), c'est un joint argilo-silteux contenant un passage de grès fin très riche en traces fossiles représentés par des *Thalassinoides* (Fig. 42L).

d- Faisceaux à empilement de bancs gréseux (4,25m) :

- **Banc 15 à 17** (0,95m) : il s'agit d'une dalle composée de trois bancs de grès moyen à fin, dur, brunâtre à la patine et blanc à la cassure, marquée à la base par la présence de *Tools marks* de taille métrique (Fig. 24A, C) et d'autres structures de forme irrégulière. Le banc n°16 (0,40m), contient de petits nodules d'argiles. Ce paquet de bancs, se termine par une couche (n°17) épaisse de 0,30m, à aspect lamellaire ou feuilleté.

- **Banc 18** (0,30m), il s'agit d'un paquet de bancs de grès fin contenant des structures bulbeuses orientées vers la base du banc ressemblant aux *Load casts* de taille décimétrique à métrique.

- **Banc 19** (1m) : c'est un banc de grès fin, présentant une stratonomie lamellaire. Il est marqué à la base par des figures de charges.

- **Banc 20 et 21** (1,10m) : il s'agit des bancs de grès moyen à fin. Le banc n°21 est marqué à la base par des *Flutes casts* de forme asymétrique (Fig. 15B).

- **Banc 22** (0,20m) : il correspond à un banc de grès moyen à grossier, compact, brunâtre à la patine et blanc à la cassure, contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires. La base du banc est marquée par la présence des structures de fluage de boue "*Mud ripples*" (Fig. 17).

- **Banc 23 et 24 (0,70m)** : Il s'agit de bancs de grès moyen à fin, brunâtre à la patine et blanchâtre à la cassure. Le banc n°24 présente de petits nodules d'argiles épars sur le sommet.

e- Faisceaux à alternante de grès massif /argiles silteuses (20 ,75m) :

- **Banc 25 (0,50m)**, c'est un banc de grès moyen à fin dur brunâtre à la patine et blanc à la cassure, contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires. La base du banc est marquée par la présence des figures de charges ("*Load casts*") (Fig. 32C) de taille centimétrique à décimétrique, très riche en galets mous d'ordre centimétrique à décimétrique, épars sur la surface.

- **Inter-banc 25'** (0.20m) : il correspond à des argiles sableuses à petites passées en lamelles de grès fins.

- **Banc 26 (0.30m)** : c'est un banc de grès moyen à fin, dur, brunâtre à la patine et blanc à la cassure, contenant des petits nodules d'argiles. Il est marqué à la base par des figures de charges ("*Load casts*").

- **Inter-banc 26'** (0.30m) : c'est une argile verte à grise à passées de grès silteux, fins, de forme irrégulière.

- **Banc 27 et 28:** (0.75m) : ce sont des bancs de grès moyens à fins. Le banc n°27 est marqué à la base par des structures de fluages ("*Frondescent casts*") (Fig. 38). Le banc n°28 est très riche en paillettes de mica blanc (muscovite).

- **Banc 29 (4m)** : c'est une grande barre de grès moyen à fin contenant des paillettes de mica blanc (muscovite). La base est marquée par la présence des structures ressemblant à des figures d'affouillement ("*Flutes casts*") asymétriques (Fig. 39) et des structures isolées ressemblant à des boules déformées de différentes formes (taille décimétrique). Les boules isolées sont formées probablement par détachements issus des déformations hydroplastiques qui sont générées probablement par des phénomènes de séismite accentuée.

- **Banc 30 (0.60m)** : grès moyen à fin contenant des paillettes de mica blanc (muscovite). La base est marquée par la présence des *flutes casts*.

- **Inter-banc 30'** (0.10m) : c'est une argile verdâtre à grisâtre contenant une passée de grès épaisse de 5cm en forme irrégulière.

- **Banc 31** (0.80m) : c'est un banc de grès grossier à la base, composé de grains de quartz de taille millimétrique (3mm) devenant moyens à fins au sommet. Il contient des petits nodules d'argiles. La base est marquée par la présence des figures d'érosion ("*Gutter casts*") (Fig.19).
- **Banc 32 et 33** (0.60m) : sont deux bancs de grès silteux de forme irrégulière et très riche en galets mous. Ces deux bancs sont séparés par un inter-banc (n°33') représenté par des poches argileux de forme lenticulaire. Le banc n°33 est marqué à l'interface par des structures d'échappement de fluides ("*Dewatering structures*") (Fig. 35A, B).
- **Banc 34** (0.50m) : c'est un banc de grès moyen à fin contenant des ponctuations noires et des petits nodules d'argiles. La base est marquée par la présence de poches d'argiles tandis que le sommet est marqué par des galets mous.
- **Inter Banc 34'** (0.30m) : c'est une argile silteuse grisâtre alternée avec des petites lamines de grès fins silteux de forme irrégulière parfois lenticulaire.
- **Banc 35** (0.15m) : c'est un banc irrégulier de grès très riche en galets mous.
- **Banc 36** (0.45m) : il s'agit d'un banc irrégulier de grès très riche en galets mous à la base.
- **Inter-banc 36'** (0,10m) : c'est une argile sableuse.
- **Barre à nodules d'argiles, n°37** (11m) : Elle correspond à une grande barre, bien en saillie dans la topographie. Elle est composée de grès moyen à fin contenant quelques nodules d'argiles vertes, de taille décimétrique, peuvent atteindre 0.10 m en allant vers le sommet. La surface supérieure est parsemée de galets mous évidés. Cette barre se subdivise en trois faciès : grès moyen à fin (37a), grès moyen à fin à la base et grossier au sommet (37b), grès grossier (37c). La base de cette barre gréseuse est marquée par la présence de structures d'objet trainé ("*Groove casts*") (Fig. 24B)
- **Inter-banc 37'** (0.10m) : joint d'argile grisâtre.

B- Ensemble supérieur : Alternance dilatée de Grès/Argile.

Cet ensemble est constitué par une alternance de grès de couleur brunâtre à la patine et beige à blanche à la cassure et des niveaux d'argiles parfois silteuses associé à des marnes grise, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Il peut s'agir de haut en bas :

a- Faisceaux à alternante grès massif/Argile, marnes grise (8m) :

- **Banc 38** (0.80m) : c'est un banc de grès irrégulier, marqué à l'interface par des formes lenticulaires de taille métrique. Il est très riche en nodules d'argiles et en galets mous.

- **Inter-banc 38'** (0.05m) : correspond à un joint de marne grise.

- **Banc 39** (0.10m) : c'est un banc de grès fin marqué par la présence des rides de courant à la surface et des traces fossiles à la base représentés par des *Thalassinoides* (Fig. 42J, K).

- **Inter-banc 39'** (1m) : (Fig. 29A) est occupé à la base par des marnes grises à débit lamellaire parsemées par des lamelles de grès de taille millimétrique surmontés par un niveau de grès argileux très irrégulier et discontinu. Ce dernier niveau admet des petites lamines d'argiles de forme irrégulière. Le grès argileux montre des structures de traversins ("*ball-and-pillow structures*") (Fig. 31A). Le sommet est occupé par des argiles verdâtres claires à brunâtres, très riches en débris de végétaux.

- **Banc gréseux à galets mous et poches d'argiles n°40** (3,80cm) : C'est un grès moyen à fin contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires ainsi que des petits nodules d'argiles. Le sommet du banc est marqué par la présence des galets mous et des poches d'argiles verdâtre de taille décimétrique.

Inter Banc 40' (0.50m) : cet intervalle est occupé à la base par des argiles vertes à grises en lentilles discontinues, surmonté par des grès lenticulaires et discontinus très riche en poches d'argiles verdâtres.

Banc 41 (4m) : Barre de grès moyen à fin blanc à la cassure contenant des ponctuations noires et des galets mous à la surface.

Inter-banc 41' (0.50m) : il est constitué par des argiles vertes à grises admettant des passées millimétriques à centimétriques de grès fins irrégulier, discontinues, parfois en plaquettes.

- **Banc 42** (0.50m) : c'est un grès moyen à fin de forme irrégulière à lenticulaire très riche en nodules d'argiles.

Banc 43 (0.60m) : c'est un grès moyen à fin contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires. La partie sommitale de ce banc est marquée par la présence des laminations horizontales.

b- Faisceaux à alternances série de grès/Argile, marnes grise (4,50m) :

- **Banc 44** (0.30m) : c'est un banc de grès fin marqué à la base par la présence des figures de charges ("*Load casts*") (Fig. 32D)
- **Inter-banc 44'** (1,50m) : c'est une alternance serrée des niveaux de grès et d'argiles. Les grès deviennent grano-croissantes et strato-décroissantes en allant vers le sommet. Les niveaux de grès sont marqués à la base par la présence des figures d'affouillement ("*Flutes casts*") et des figures de charges ("*Load cast*") et au sommet par des rides de courant.
- **Banc 45** (0.30m) : Il s'agit d'un banc de grès moyen à fin contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires.
- **Banc 45'** (0.05m) : deux petits niveaux de grès de taille millimétrique à centimétrique alternés avec des petites passées d'argiles.
- **Banc 46** (0.35m) : c'est un grès moyen à fin contenant des paillettes de mica blanc (muscovite) et des ponctuations noires.
- **Banc 46'** (0.10m) : correspond à des argiles silteuses de couleur brunâtre très riche en débris de végétaux.
- **Banc 47** (2m) : c'est une barre de grès moyens à fin.

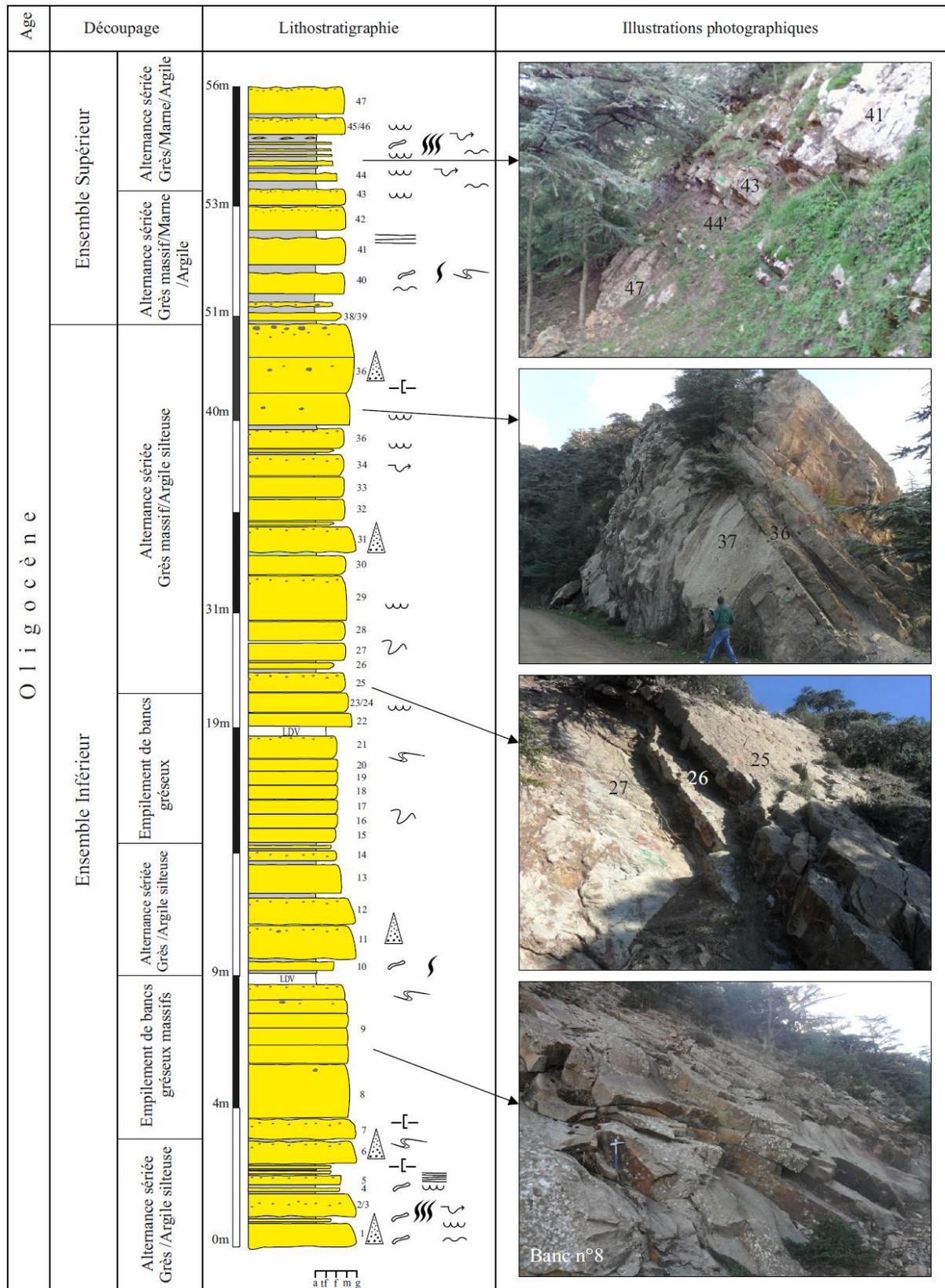


Fig. 10: Lithostratigraphie de la coupe étudiée dans le secteur de la Forêt des Cèdres.

3- Description lithologique de la coupe de Kef Mahmoud (Fig. 11) :

Cette coupe est constituée par plusieurs morceaux de coupe faite de la mauvaise exposition des affleurements et de l'effet intensif de la tectonique.

- **Coupe A : (13,50m)** Cette coupe est marquée à la base par des argiles versicolores (verdâtre à grisâtre à passage rouge lit-de-vin) très riches en traces fossiles " *Ophiomorpha recta* " (Fig. 42G), appelées communément par les anciens auteurs *Tubotomaculum* (Mattuer, 1958). Des niveaux ferrugineux de couleur ocre y sont associés.

Au-dessus, s'observe une alternance de bancs de grès, à grains moyens à fins, de couleur jaunâtre à la patine et blanchâtre à verdâtre à la cassure avec des niveaux d'argile silteuse de couleur verdâtre à grisâtre parfois d'aspect schisteux. Les niveaux gréseux sont de taille centimétrique à décimétrique présentant parfois des ravinelements et des structures lenticulaires. Quelques bancs présentent des structures d'échappement de fluides ("*Dish structures*") et des nodules d'argile de taille millimétrique dans la partie sommitale des niveaux gréseux.

- **Coupe B : (3 m)** Cette partie est représentée par un paquet de bancs gréseux jaunâtres à la patine et blanchâtres à jaunâtre à la cassure. Ils sont de forme irrégulière, marqués par des structures de déformations plastiques (Fig. 40C, D) ressemblant au *load casts* avec une forme bulbeuse orientées vers la base du banc. Le granoclassement est absent dans ces niveaux.

- **Coupe C : (15 m)** Cette partie correspond à un empilement de bancs gréseux stratocroissants de taille décimétrique à métrique séparé par des joints millimétriques à centimétriques d'argile silteuse.

Les niveaux gréseux de base sont marqués par des structures de déformations plastiques ressemblant au *load casts* avec une forme bulbeuse orientées vers la base du banc. Les bancs gréseux restant sont de forme irrégulière (lenticulaire) et ne présente aucune structure interne. Le granoclassement est présent dans quelques niveaux gréseux.

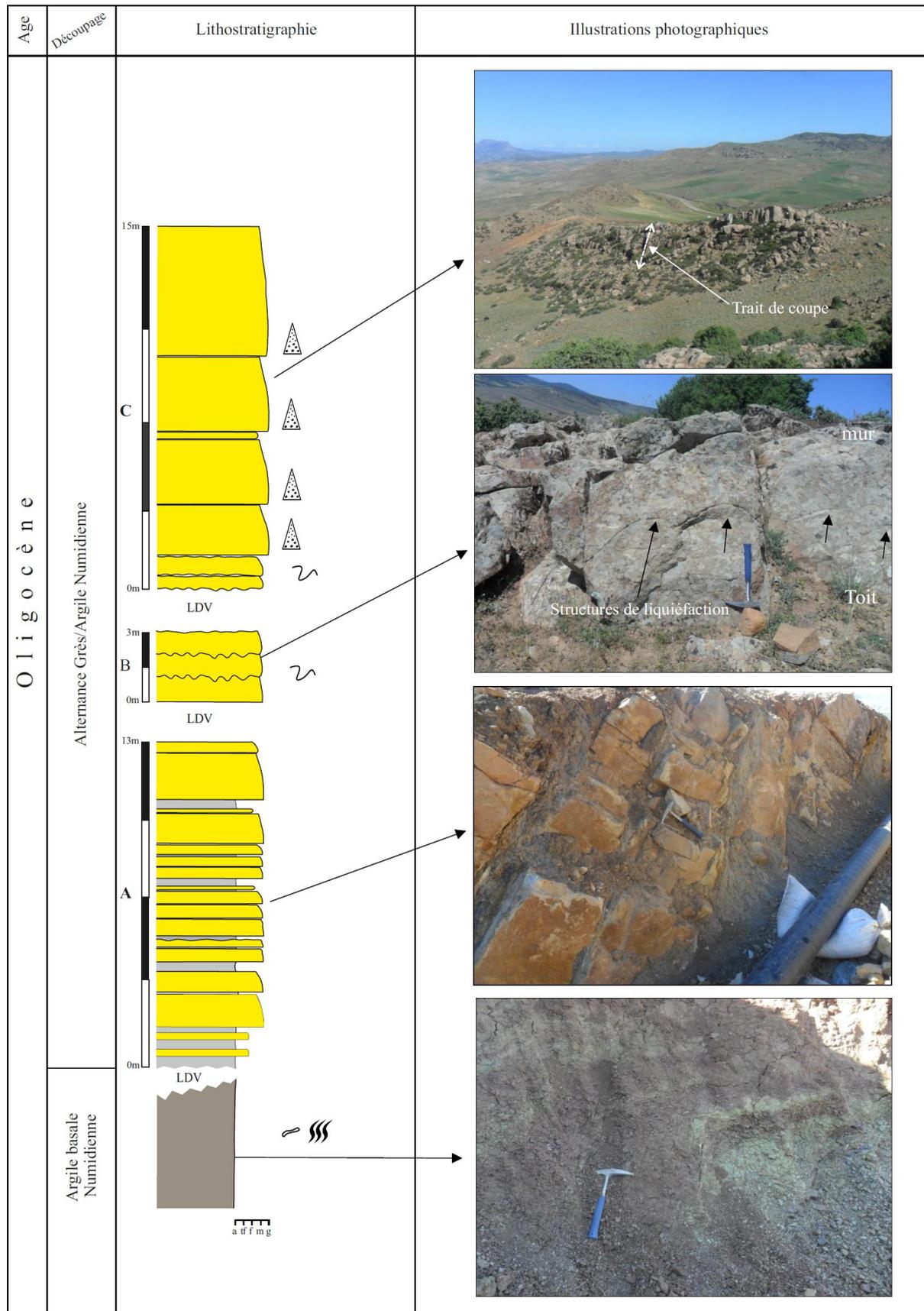


Fig. 11: Lithostratigraphie de la coupe étudiée dans le secteur de Kef Mahmoud.

II- CONCLUSION :

L'étude lithostratigraphique menée sur le "Faciès numidien" dans l'Ouarsenis oriental d'âge oligocène (Mattauer, 1953), a permis de subdiviser cette formation silico-clastique en deux ensembles : (i) Ensemble inférieur : Alternance rapprochée de Grès/Argile caractérisé par une strato-croissance des niveaux gréseux et par la présence des différentes figures d'érosion telles que les *flutes casts*, les *groove casts* et les *gutter casts*..), des figures de déformation (*slump*, *slide structures*, *load casts*, *frondescant casts*..) et des figures d'échappement de fluide (*dewatering structures*). Les traces fossiles sont fréquentes surtout à la base des niveaux minces de grès fins ; (ii) Ensemble supérieur : Alternance dilatée de Grès/Argile caractérisée par des bancs gréseux de granulométrie moyenne à fine marqués à la base par des figures de charge (*load casts*) et rarement par des figures d'érosion (*flute casts*). Les niveaux argileux et/ou marneux grisâtres admettant des niveaux minces de grès fin à stratonomie décroissante contenant des *load casts* à la base est des *ripples marks* au sommet.

Dans la coupe de Kef Mahmoud, les affleurements sont plutôt plus argileux, de teinte versicolore (jaune, vert, rouge) et ils sont caractérisés par la présence des *Ophimorpha recta* ou *Tubotomaculum*.

Chapitre III
Sédimentologie

I- INVENTAIRE ET ETUDES DES ACCIDENTS DE LA SEDIMENTATION

Dans ce chapitre on va procéder à une description détaillée des différentes structures sédimentaires et des traces fossiles observées sur le terrain étudié en essayant d'interpréter leurs modes de formation et l'environnement correspond à chaque structure.

1. Structures sédimentaire hydrodynamiques :

Les structures ou figures sédimentaires constituent un important indicateur des conditions de transport et de dépôt des sédiments. Certaines structures sédimentaires sont caractéristiques d'un environnement bien particulier. Mais, la plupart sont communes à plusieurs milieux de dépôt et nécessitent l'utilisation de critères complémentaires pour l'interprétation des paléoenvironnements telles que d'autres figures sédimentaires, fossiles, et ichnofossiles. On peut subdiviser ces structures en deux catégories : les structures synsédimentaires et les structures post-sédimentaires.

1.1. Structures sédimentaire d'érosion :

Dans l'actuel comme dans l'ancien, la plupart des zones où se produisent des accumulations de sédiments correspondent à des interactions complexes entre l'érosion, le transport et le dépôt. Les structures érosives sont quasi toujours reconnues sur les plans de stratification comme relief à la base de la strate qui recouvre immédiatement la surface d'érosion.

La préservation des figures d'érosion dans l'enregistrement sédimentaire est très faible. Le sédiment devait être suffisamment cohésif et fort pour maintenir le relief avant de subir un enfouissement rapide par un sédiment de nature différente. L'érosion et le dépôt peuvent être évidemment deux phases différentes d'un seul courant séparé par une période de temps relativement courte. L'évolution ultérieure de la séquence sédimentaire va normalement renforcer l'induration du sédiment grossier et sa résistance à l'altération par rapport au matériel plus fin. Ce dernier sera préférentiellement altéré et se dégagé pour que le moule demeure à la base du grès.

En fonction des structures sédimentaires d'érosion observées sur le terrain, on distingue deux catégories : les *Sole-marks* et les structures à petite-échelle observé sur la surface supérieure de stratification.

1.1.1. Les sole-marks : Ces figures d'érosion correspondent à un groupe varié de structures qui sont observées et préservées à la base des couches plus grenues interstratifiées avec des argiles (*shales*). On peut citer :

- les structures dues à des affouillements turbulents (*scour marks*),
- les structures dues à des objets trainés par le courant hydrodynamique (*tool marks*).

a- Les structures d'érosion de type *scour marks*. – Ces figures se distinguent par une forme généralement lissée et par une apparence fuselée hydrodynamiquement. Elles peuvent apparaître sous la forme de moule isolé ou selon des géométries qui couvrent toutes la surface de stratification. Une variété de formes est connue, au sein desquel il est possible de reconnaître des groupes qui peuvent être nommés de manière similaire et décrits ensemble. Quatre groupes seront détaillés : *obstacle scours*, *flutes casts*, *longitudinal scours*, *gutter casts*.

- **Figures d'obstacle ou en croissant (*obstacle/Crescent marks*) (Fig. 12) :** forme reconnue par Fiege (1942) décrite par Peabody (1947). Terme employé par Radomski (1958), Dzulynski et Slaczka (1959).

- **Description :** C'est une figure en forme de cuvettes étroites, semi-circulaires ou en "fer à cheval" qui se forme autour d'un petit obstacle quelconque (caillou, coquille).



Fig. 12- Contre-empreintes de marques en croissant (*crescent-casts*) à la semelle d'un banc de grès quartzitique (**banc n° 11**). La photo (B) montre une forme de "fer à cheval". Le sens du courant est indiqué par la marque en croissant (flèche). Les deux obstacles ne sont pas conservés.

- **Mode de formation (Fig. 13).** Les *Crescent marks* sont des figures sédimentaires formées par affouillement en amont d'un obstacle et sédimentation en aval. Cet obstacle peut être un fragment de roche tels que des galets, fragments de bois, et parfois les coquilles les plus

robustesses. Les reliefs sont souvent en forme de croissant ou de "fer à cheval" et encerclent partiellement le galet avec des traînées qui se prolongent et se réduisent dans une seule direction. Ces reliefs sont en réalité le moule de zones creuses développées autour du galet.

- **Fréquence** : Cette figure est très fréquente dans les environnements littoraux, fluviaux. Cependant, elle peut être produite par l'action d'un courant marin profond. De ce fait, elles ne donnent pas une indication précise sur la bathymétrie (Bugnicourt et al., 1966).

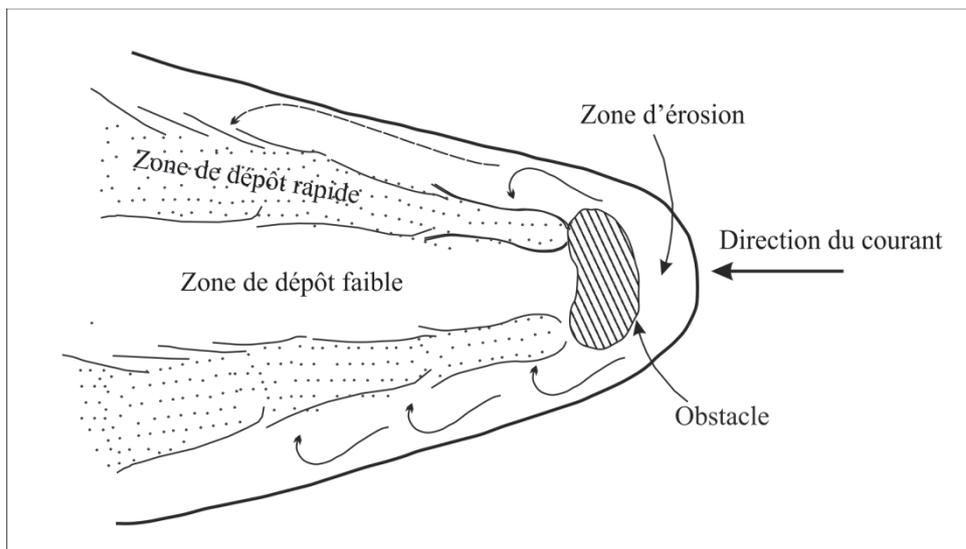


Fig. 13- Schéma montrant le mode de formation des figures d'obstacle (Collinson et al., 2006).

Intérêt : C'est un bon indicateur du sens de courant et de la polarité des bancs (Tucker ; 2003 ; Collinson et al., 2006 ; Chamley, 2000).

- **les flutes casts.** – Forme reconnue par Clarke (1917) et Gurich (1933). Terme proposé par Maxson et Campbell (1935), appliqué par Crowell (1955).

- **Description** : Type de figures d'affouillement dont la contre-empreinte est ogivale, linguiforme, plus ou moins bulbeuse et dissymétrique (Collinson et al., 2006). Ces figures peuvent être isolées, parallèles, coalescentes, chevauchantes. En section, on peut y observer un granoclassement. Ces structures de taille centimétrique sont présentes dans la partie sommitale de la coupe de la "Forêt des Cèdres", dans une alternance sériée de grès et marnes. Selon leur taille, on distingue des figures de petite taille et d'autres de grande taille :

a- Flutes casts à petite échelle (Fig. 14) : la taille de ces flutes casts n'excède pas deux centimètres de long et un centimètre de large. Selon le schéma d'Allen (1971), on a deux

type ; le premier est de type isolé avec une disposition aléatoire et de forme parabolique associé avec des flutes casts en doigts croisés (Fig. 14A) ; le deuxième type isolé avec une disposition aléatoire et de forme allongé (Fig. 14B).



Fig. 14- Figures montrant des *flutes casts* de petite taille. (A) *Flute casts* de forme parabolique, associées à des *flutes cast* en "doigts croisés" (flèche blanche). (B) *Flute casts* de forme allongé. La flèche indique le sens du courant.

b- *Flutes casts* à grande échelle (Fig. 15). La taille de ces flutes casts est centimétrique à décimétrique. Selon le schéma d'Allen (1971), on distingue deux morphologies différentes ; la première est de type isolé avec une disposition aléatoire et de forme en comète (*comet shaped*). Cette figure est déformée par la charge (Fig. 15A), la deuxième est de type isolé avec une disposition aléatoire et de forme asymétrique (Fig. 15B).



Fig. 15- Figures montrant des *flutes casts* de grande taille. (A) *Flute casts* de forme en *comet shaped* déformé par la charge, (B) *Flute casts* de forme asymétrique. La flèche indique le sens du courant.

- **Mode de formation** : Réalisé expérimentalement par [Dzulynski et Walton \(1963\)](#), les *flutes casts* sont le produit de l'érosion d'une vase par un courant tourbillonnaire, suivie d'un remplissage par un silt ou un sable. Ce type de courant d'érosion produit des dépressions asymétriques dans lesquels la partie la plus raide et la plus profonde est orientée en amont. Par conséquent, le remplissage de ces dépressions forme une structure positive avec une pointe ("nez") arrondie voire parfois finement incurvée à une extrémité ([Collinson et al., 2006](#)). Elles ont des formes très variables (Fig. 16) depuis des formes allongées jusqu'à des formes transversales. Les côtés de certaines flutes sont parfois lisses parfois en forme d'escalier qui est lié à la présence de lamines de granulométrie différente ce qui induit une érosion différente. L'ensemble des flutes ont les pointes orientées dans la même direction.

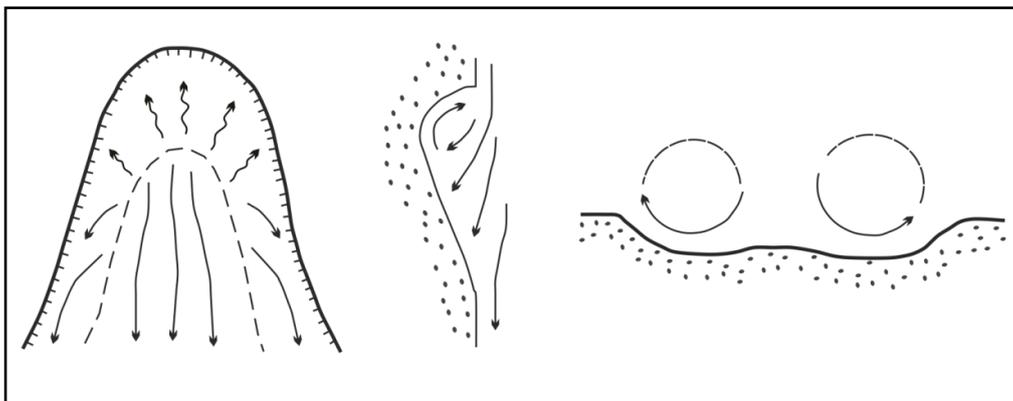


Fig. 16- Schéma montrant le mode de formation des flutes casts (*in Stow DAV, 2005*)

- **Mud ripples** (Fig. 17). – ils ont été décrits par [Dzulynski et Kotlarczyk \(1962\)](#)

- **Description** : Plusieurs géologues ont décrits des semelles de grès contenant des structures ressemblent fortement dans la taille et la forme aux rides de courant, mais qui affleures sur des niveaux d'argile soumis à l'érosion ([Dzulynski et Walton, 1965](#) ; [Negendank, 1970](#)). Le terme *mud ripples* est approprié pour ces structures. Ils sont associés occasionnellement avec flutes casts. Ce type de structures est fréquent dans la coupe de "la forêt des cèdres" ; ils marquent la base d'un banc massif de grès moyen à fin. Ils ont une forme asymétrique avec une crête sinueuse et une longueur d'onde de 10 à 15cm (Fig. 17, B).

- **Mode de formation** : ces figures se forment dans un assemblage conjugué de longueur d'onde uniforme, s'étendant comme moyenne entre 0.02 et 0.40m. Les crêtes sont longues et droites doucement sinueux, et les jointures ressemblent à ceux de rides de courant. Ils sont relativement plate mais fortement asymétrique en profil vertical. Cette structure à été démontrés expérimentalement au laboratoire par [Dzulynski \(1965\)](#). [Allen \(1971c\)](#) les a

générer par un courant fort affectant un niveau d'argile. L'arrangement oblique ou diagonal des flutes asymétriques se met en place quand le courant est incurvé (Hopkins, 1964)

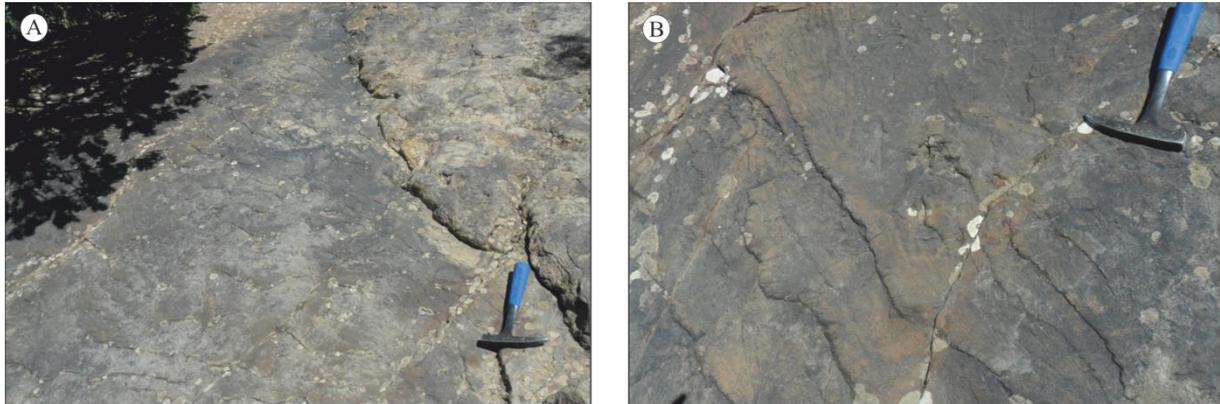


Fig. 17- (A) Photographie panoramique des *mud ripples*, (B) Noter l'asymétrie des mud ripples.

- **Fréquence** : Cette structure a été repérée principalement dans des dépôts turbiditiques.

FLUTE MARKS					Patterned	ISOLATE
(a) Clustered	(b) Longitudinal		(c) Oblique			
					Random	CONJUGATE
(d) Parabolic transitional	(e) Parabolic	(f) Spindle shaped	(g) Comet shaped	(h) Asymmetrical		
(i) Long created	(j) Parabolic-transitional		(k) Parabolic			
Mud Ripples						

Fig. 18- FORMES DE FLUTES OBSERVEES EN PLAN (d'après Allen 1971) : (a) en groupe, (b) longitudinal, (c) oblique, (d) parabolique transitionnel, (e) parabolique, (f) en forme de broche, (g) en forme comète, (h) asymétrique, (i) allongé, (j) parabolique transitionnel, (k) parabolique

- **Fréquence** : Les flutes marks sont très fréquentes sur les semelles des bancs gréseux turbiditiques, mais elles sont également présentes dans les sédiments déposés dans des environnements marins peu profonds et des environnements non marins (dépôt fluviatile). Ils ont été trouvés aussi bien dans des dépôts carbonatés (Tucker, 2003).

Intérêt : Les flutes sont des bons indicateurs de la direction et le sens du courant.

- **Structures en gouttières (*gutter casts*) (Fig. 19)**. — le terme "*Gutter casts*" a été inventé par Whitaker (1973) pour désigner les structures d'érosion de forme allongée étroite et profonde sur la base des bancs de grès. Ces structures apparaissent souvent en forme de ride allongée et isolée à la base de grès ou de calcaire grossier. En coupe verticale, on a une forme de V ou de U (Myrow, 1992a). Cette forme est relativement symétrique et parfois asymétrique en ayant un côté plus pentu que l'autre. Elles ont une taille de 10 cm de profondeur et autant de largeur. (Devleeschouwer, 2008)

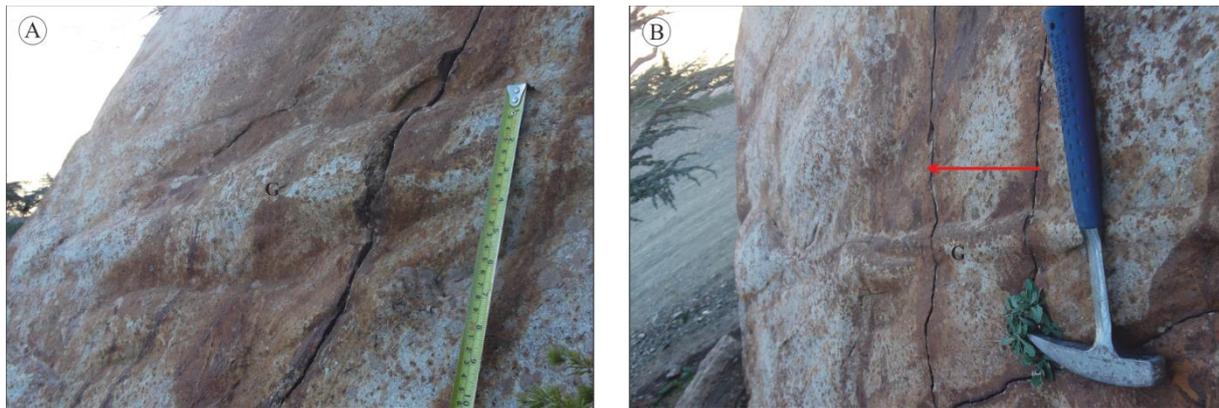


Fig. 19- Photographie montrant des structures en gouttière à la base d'un banc de grès massif. Le granoclassement est positif. La flèche dans la photo (B) indique le sens du courant.

-**Mode de formation (Fig. 20)** : ces structures sont le produit de l'action de l'affouillement de fluides et de l'action érosive des grains plus grossiers entraînés par le courant. Elles s'enfoncent dans la strate de dessous faite de sédiments plus fins à partir d'un plan de stratification qui semble relativement plat. Quand le sédiment plus grossier ne correspond pas à un banc continu au-dessus de la surface d'érosion, le remplissage grossier est préservé sous la forme d'un corps isolé au sein du sédiment plus fin (Devleeschouwer, 2008).

Le courant responsable de leur érosion est très variable : désorienté (Allen, 1962), bidirectionnel (Bloos, 1976 ; Aigner, 1985) ou bien un courants multidirectionnels, bidirectionnel ou combiné (Aigner, 1985 ; Duke, 1990). L'occurrence du modèle de développement en spirales des cannelures sur les semelles des structures en gouttière a mené à

la suggestion que certains sont constitués par des écoulements hélicoïdaux horizontaux (Whitaker, 1973 ; Myrow, 1992à). Dans beaucoup des cas, les structures en gouttières ont été probablement constituées par des écoulements continus puissants qui caractérisent le début de dépôt de tempestite (Myrow, 1992à).

- **Fréquence** : Les structures en gouttière sont décrites dans des dépôts de marée (Whitaker, 1973). En général, la plupart de ces structures ont été remarquées dans des dépôts peu profonds ; elles sont considérées comme le résultat de tempêtes (e.g., Aigner and Futterer, 1978; Kreisa, 1981; Aigner, 1985; Myrow, 1992a, b).

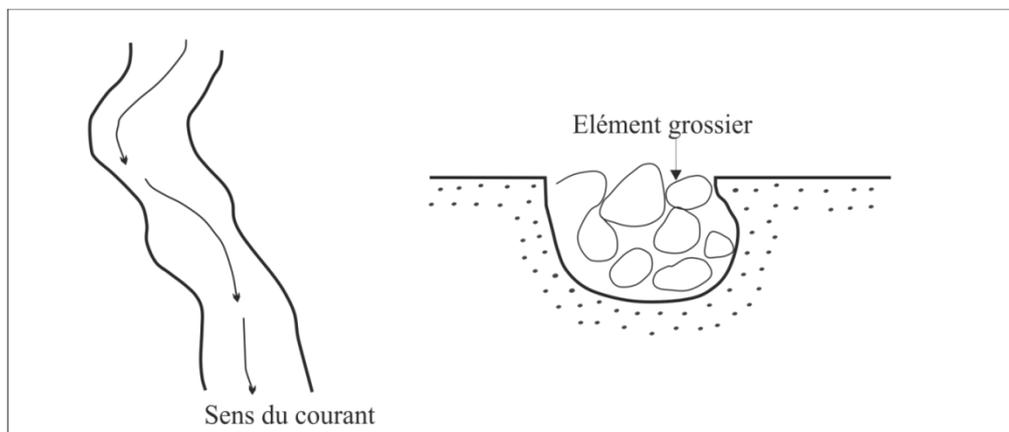


Fig. 20- Schéma montrant le mode de formation des gouttières d'érosion (*gutter casts*) (in Devleeschouwer, 2008)

- **Intérêt** : Les structures en gouttière donnent des informations sur la vitesse du courant et le type de courant responsable de leur genèse.

- **Longitudinal ridge and furrow** (Fig. 21).– Ces figures apparaissent sous la forme d'un champ très serré de rides et de sillons parallèles à la base des bancs de grès. En coupe transversale, les rides ont un aspect arrondi et les sillons sont assez raides ce qui reflète un creux assez arrondi et une ride raide à la surface du banc argileux affecté par l'érosion. La distance qui sépare les rides est généralement de 0,5 – 1cm avec un relief de quelques millimètres.

Le parallélisme d'un champ que l'on observe est assez constant dans l'espace et peut présenter deux rides voisines coalescentes et d'autres disparaissent ou se terminent par un bout arrondi ressemblant un peu aux pointes des flutes. Dans certains cas, l'assemblage est plus fortement dendroïdal que parallèle.



Fig. 21- Photographie montrant la structure de *furrow and ridge* marquant la semelle d'un banc de grès dans la coupe de la "Forêt des Cèdres".

- **Mode de formation (Fig. 22)** : la formation de ces marques est liée aux tourbillons qui se forment à petite échelle et dont les axes des spirales sont parallèles au courant. Deux tourbillons adjacents ont des sens de rotation opposés ce qui implique que le flot à la surface à des sens ascendants et descendants de mouvement.

Les lignes le long desquelles les vortex descendent vers le substrat seront les zones d'érosion plus forte. A l'inverse, les zones de remontées seront celles ayant l'érosion la plus faible.

- **Fréquence** : se sont des figures qui ont été observées dans des dépôts turbiditiques de type flysch.

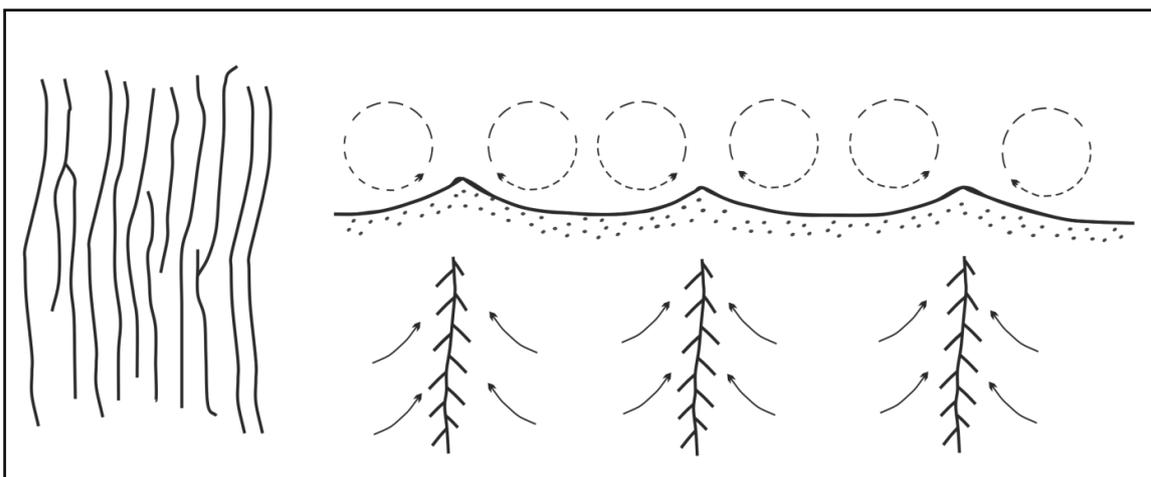


Fig. 22- Schéma montrant le mode de formation des figures de *furrow and ridge* (in Stow DAV, 2005)

- **Intérêt** : Ce sont de bonnes structures en tant que critère de polarité stratigraphique mais ne sont pas de bons indicateurs du sens du courant. Seuls les cas où certaines rides présentent une

pointe arrondie similaire aux flutes peuvent servir à déterminer la direction et le sens du courant.

B- Les structures sédimentaire d'érosion de type « *tool marks* »:

- **Les *grooves casts* (Fig. 23).** – forme reconnue par [Hall \(1843\)](#), [Dawson \(1955\)](#). Terme employé pour la première fois par [Shrock \(1948\)](#).

- **Description :** variété de sole marks en relief à la base des bancs se présentent en rainures rectiligne, à crête arrondie ou aigue. Elles sont soit isolées soit en groupe parallèle ([Collinson & all., 1989](#)). En coupe, elles montrent un relief bien délimité et irrégulier, habituellement relié à de plus petites rides et grooves. La fin de ces structures est parfois graduelle ou particulièrement abrupte. Rarement, un fragment de plante ou de fossile voire un copeau d'argile peut être observé à la fin de la ride. ([Collinson et al., 2006](#) ; [Tucker., 2003](#)). Ce type de structures est très fréquent dans la coupe de la "Forêt des Cèdres". Elles sont de longueur métrique avec une épaisseur allant jusqu'à 10cm. La majorité des ces groove sont orientés en même direction SE-NW.

- **Mode de formation (Fig. 24)** les *groove casts* sont le résultat du remplissage des sillons d'érosion produit par divers éléments : cailloux, coquille, morceau de bois, ou tout autre objet étant traîné ou roulé à travers la surface du sédiment cohésif ([Collinson et al., 2006](#)). Elles s'étendent typiquement dans la largeur de quelques millimètres aux dizaines de centimètres et ont une profondeur de quelques millimètres à quelques centimètres. Des fontes de cannelure sont considérablement prolongées par rapport à leur largeur. Les cannelures qui se présentent sur le même banc ont généralement la même orientation générale, bien qu'elles puissent diverger à de légers angles.



Fig. 23- Groove casts (A) plusieurs groove casts de longueur métrique de même orientation, (B) groove casts en épirelief (flèche noire) dont l'objet a percuté un obstacle puis a continué son parcours, adjacent à un groove en hyporelief (flèche blanche) ; (C) groove casts d'une largeur inégale.

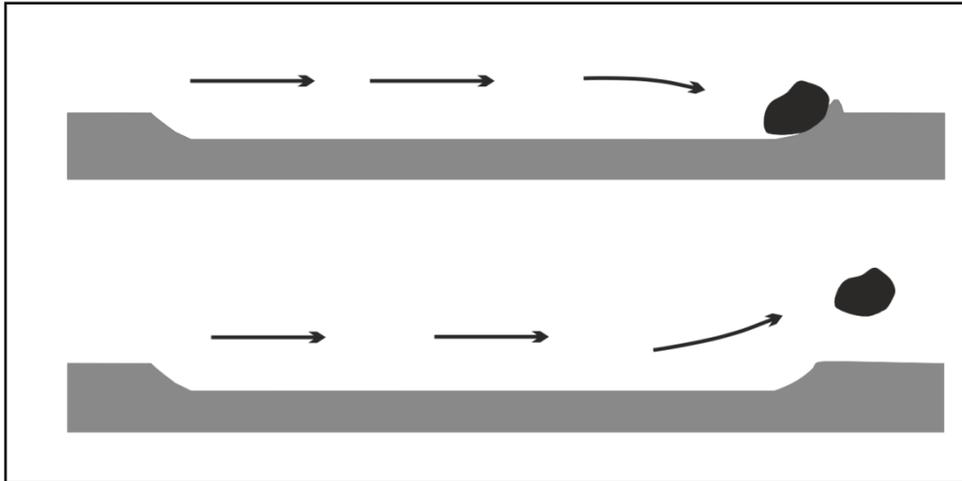


Fig. 24- Schéma montrant le mode de formation des *groove casts* (in Xavier Devleeschouwe, 2008)

- **Fréquence.** Les *groove casts* se forment dans des milieux fluviaux et dans des environnements profonds dont le courant hydrodynamique est très fort, en majorité des courants de turbidité (Tucker, 2003).

- **Intérêt.** Ces structures sont des bons indicateurs de polarité des bancs et de la direction du courant et peuvent même indiquées le sens de courant si l'objet trainé est présent (Collinson et al., 2006 ; Tucker, 2003).

1.1.2. - Les structures à petite-échelle observées sur la surface supérieure de stratification :

- **Les marques de ruissellement (*rill marks*) (fig. 25).** – Terme employé pour la première fois par Landerilk et Woodford en 1932. Elles sont reconnues comme des marques de ruissellement ou d'affouillement (Hall, 1943).

- **Description :** variété linéaire de marque de creusement, à l'interface d'un dépôt de lutite ou d'une arénite. Elles sont le plus souvent en relief à la base des bancs, finement ramifiées (Collinson et al., 2006). Pour une surface déterminée, le sens de la bifurcation est constant. Généralement, les rameaux divergent vers l'aval du courant. L'angle qu'elles forment est aigu pour un courant rapide ; il devient plus grand lorsque le courant ralentit (Dzulynski et Walton, 1963). Cette structure est fréquente dans la coupe de la "Forêt des cèdres" où elle marque la base des bancs de grès fins silteux de faible épaisseur. La taille des rameaux est de quelques millimètres à un centimètre de large sur quelque centimètre de long, mais l'extension des ramifications peut atteindre plusieurs décimètres.

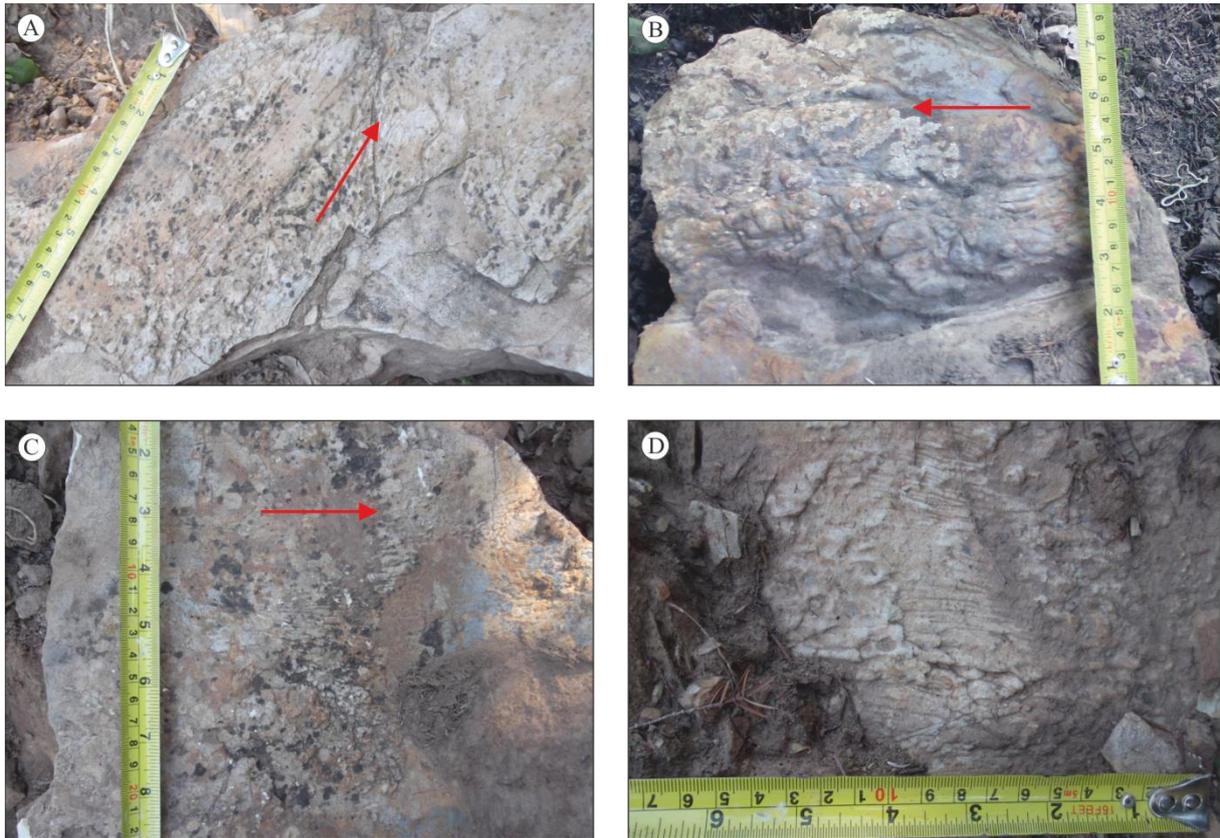


Fig. 25- Figures montrant des contre-empreintes de structures de ruissellement marquant la base d'un banc de grès fin d'une faible épaisseur. La flèche indique le sens de courant.

- **Mode de formation** : ces figures résultent de la micro-érosion par filets d'eau coulant sur une surface sédimentaire après la chute du niveau de l'eau (vagues de retrait, jusants des marées, les décrues...etc.) (Chamley, 2000 ; Collinson et al., 2006). Elles occupent la surface fraîche des sédiments sableux ou silteux et plus rarement les plans des stratifications des bancs (Bugnicourt et al., 1966 ; Ricci Lucchi, 1995 ; Collinson et al., 2006). Dzulynski et Walton (1963) ont montré expérimentalement que, dans le cas des courants de turbidité, les *rill marks* se forment au front du flux turbiditique, à l'aval des flutes et grooves lorsque le courant affaiblit.

- **Fréquence** : C'est une figure caractéristique de l'environnement littoral et fluvatile mais, elle est associée, parfois aux turbidites (Bugnicourt et al, 1966 ; Collinson et al., 2006).

- **Intérêt** : l'orientation des ramifications indique le sens de l'écoulement local du courant, mais elle ne donne aucune signification concernant le paléocourant (Collinson et al., 2006)

1.2. Structures sédimentaire de dépôt :

Ces structures se développent dans les dépôts siliciclastiques et/ou carbonates (grès, calcarénites). Elles reflètent une variété d'indices qui peuvent nous renseigner sur le type et la force du courant responsable de la mise en place des sédiments. Le moyen de transport peut être l'eau ou le vent (*in Bouldoin, 2013*). Selon les structures observées dans la coupe de la "Forêt des Cèdres", on regroupe sous ce terme, (i) lamination horizontale, (ii) *ripple marks* (iii) *Wavy bedding*, (iv) *Lenticular bedding*.

- **Lamination horizontale (Fig. 26).** – Les laminations horizontales sont des structures internes fréquentes dans les sédiments (grès, calcaire,...). Elles se présentent sous forme de minces couches d'épaisseur millimétrique, planes, horizontales et parallèles, visibles grâce à un changement dans la taille des grains, de la minéralogie et/ou couleur (*Tucker, 2003 ; Collinson et al., 2006*). Les laminations horizontales dans les grès et calcaires sont formées par un écoulement rapide ce qui génère des lits plats supérieurs ou par un écoulement de faible vitesse ce qui donne des lits plats inférieurs. Les laminations dans les dépôts fins résultent de la décantation des éléments en suspension lors de l'affaiblissement du courant de turbidités (*Tucker, 2003*).

Ce type de figures est fréquent dans la coupe de la "Forêt des Cèdres" dans des niveaux peu épais de grès fins silteux bioturbés marqué par de fines lamines de couleur blanchâtre à jaunâtre. Le type de lamination donne des lits plats supérieurs (*upper plane bed*).

-Mode de formation :

Les lits plats supérieurs se produisent par le déplacement des sédiments sur le fond par les courants tractifs dans le régime d'écoulement supérieur (*Tucker, 2003*).



Fig. 26- Semelle d'un banc mince de grès fin silteux montrant des laminations horizontales.

- **Les rides (*ripple marks*)** (Fig. 27). – Les rides sont des ondulations espacées plus ou moins régulièrement que l'on observe sur des surfaces de sable ou sur le plan de stratification de grès. Leur espacement (longueur d'onde) est généralement < 50 cm et le relief ne dépasse pas trois centimètre. (*in* Xavier Devleeschouwer, 2008 ; Tucker, 2003 ; Collinson et al., 2006). Elles caractérisent les sédiments sableux. Cependant, elles peuvent être formées dans les silts. Elles sont rarement observées dans les sédiments dont la granulométrie est supérieure à celle des sables grossiers (Chamley, 2000 ; Tucker, 2003 ; Collinson et al., 2006).

Les rides de courants montre une large variété de forme (rectiligne, sinueuse, lingoïde, en croissant ...). Le passage progressif d'une forme à l'autre se fait à la faveur de l'augmentation de la vitesse du courant. Les crêtes rectilignes deviennent sinueuses puis lingoïdes puis de plus en plus irrégulières (Fig. 28) (Collinson et al., 2006).

Les rides observées dans la coupe de la "Forêt des Cèdres", sont des rides asymétriques à crêtes sinueuses à fortement sinueuses (Fig. 27A) et parfois de forme lingoïdes (Fig. 27B).

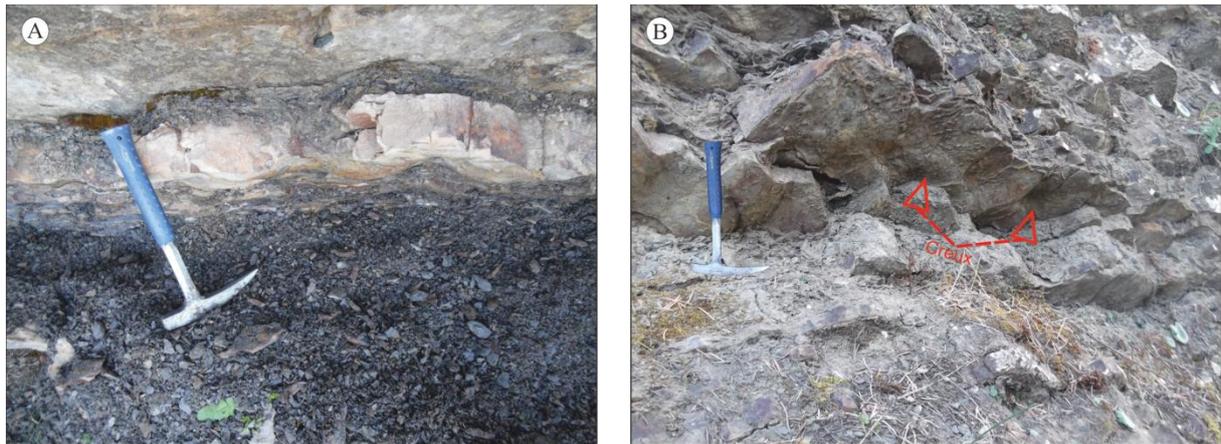


Fig. 27- (A) rides de courant à crête sinueuse, (B) rides lingoïdes au sommet du banc (la série est renversé).

- **Mode de formation et environnement :** du fait de leur asymétrie, ces rides sont des indicateurs du sens de l'écoulement. Elles peuvent s'observer dans la plupart des environnements continentaux et marins (Chamley, 2000 ; Hints & Müdel, 2008).

Les rides de courant sont très fréquentes dans les eaux peu profondes, mais elles sont également produites dans des eaux profondes par l'action des courants du fond océanique. Les courants de turbidité provoquent aussi la formation des rides et des stratifications obliques. Pendant la diminution de la vitesse de courants, les sables et les silts se sédimentent par suspension peut être restructurés en ride de courants asymétriques (Collinson, 2006).

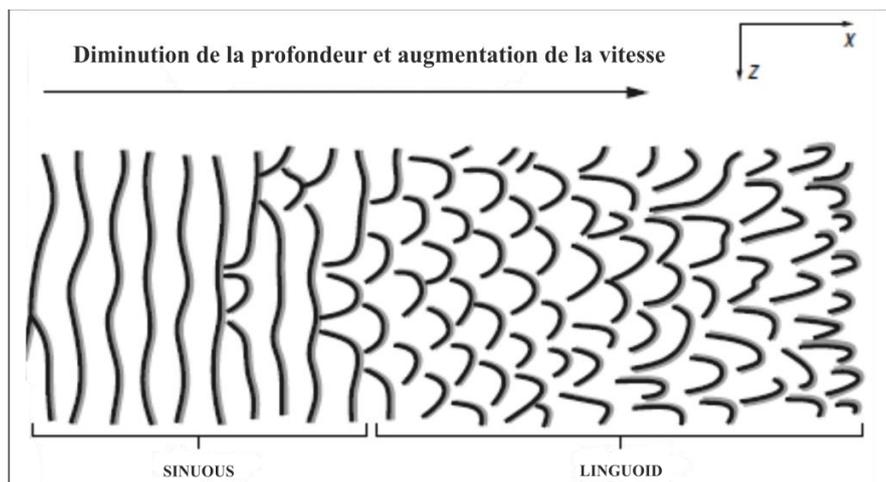


Fig. 28 : La morphologie des rides asymétriques formés sous l'influence des vagues reliés à la profondeur et la vitesse du courant. (Allen, 1968 ; in Collinson, 2006).

- **Lenticular bedding (Fig. 29, A, A').** – Les stratifications lenticulaires sont des dépôts essentiellement argileux dans lesquelles sont conservées des lentilles sableuses. Ces

structures sédimentaires se forment dans des environnements de littoraux avec l'alternance des périodes de calme et des périodes d'action des vagues ou des courants (Bouldoin, 2013).

- *Wavy bedding* (Fig. 29 B, B'). – Ce sont des alternances de niveaux continus d'argiles et de sables. Ces structures sédimentaires se forment dans des environnements littoraux où des périodes de calme alternent avec des périodes où l'action des vagues ou des courants se manifeste (Bouldoin, 2013).

Ce type de figures est fréquent dans la partie supérieure de la coupe de la "Forêt des Cèdres". Verticalement, ils se présentent en deux formes (Fig. 23A et A') : (i) des lentilles de grès fins parfois silteux, de taille centimétrique. Ces lentilles sont connectées à la base devenant séparées et isolées dans les marnes ; (ii) alternance de bancs de grès de taille centimétrique marquée par des rides asymétriques à la surface avec des niveaux irréguliers de marnes grisâtres d'ordre centimétrique.

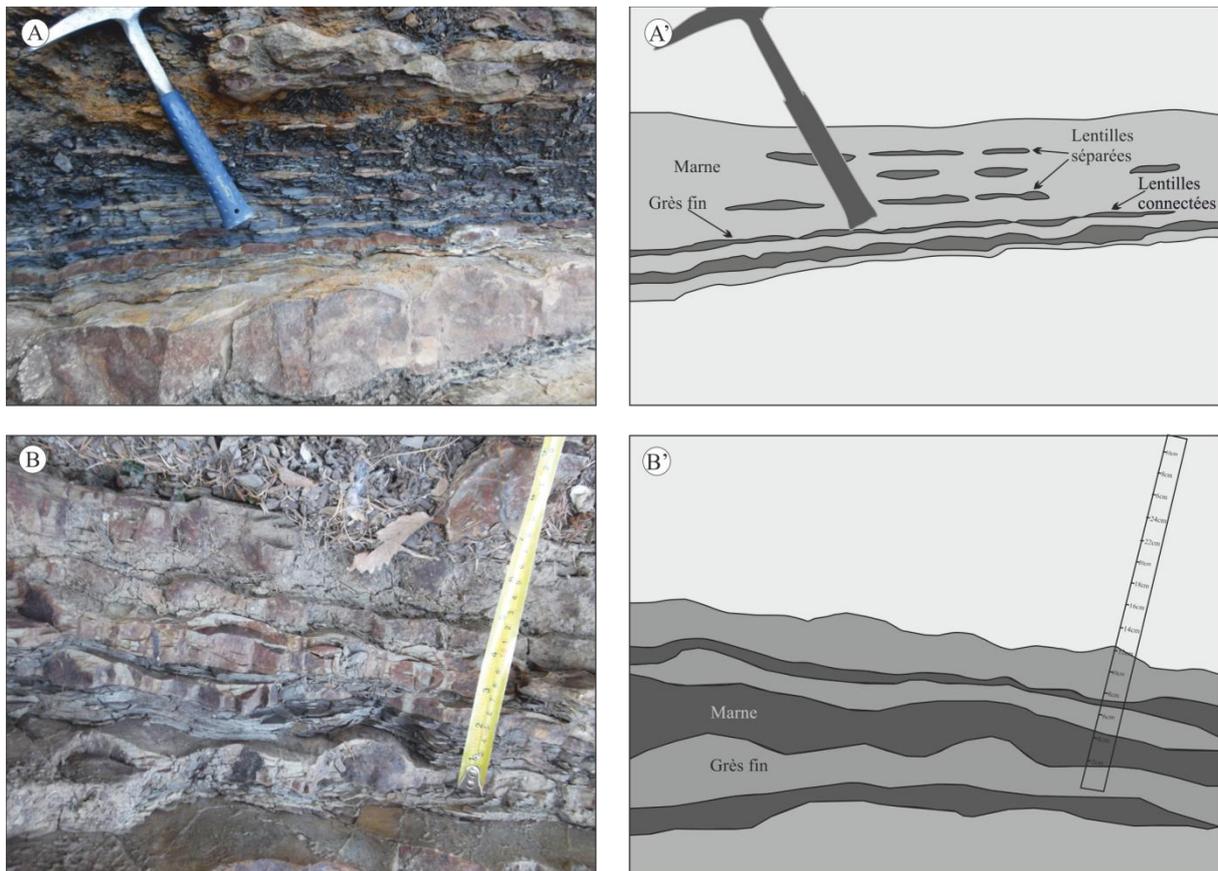


Fig. 29- (A) Stratification Lenticulaire : (A') noter le détail du passage progressif des lentilles connectées en lentilles isolées. (B) Photographie et illustration (B') des structures *Wavy bedding*.

- **Interprétation** : la présence de telles figures dans notre secteur d'étude est interprété probablement comme le résultat de dépôt périodique de turbidite fine alterné avec des dépôts de marnes hémipélagiques.

Observation : les références citées ci-haut juste pour expliquer le mode de formation de ces structures sans prendre en considération l'environnement de dépôts.

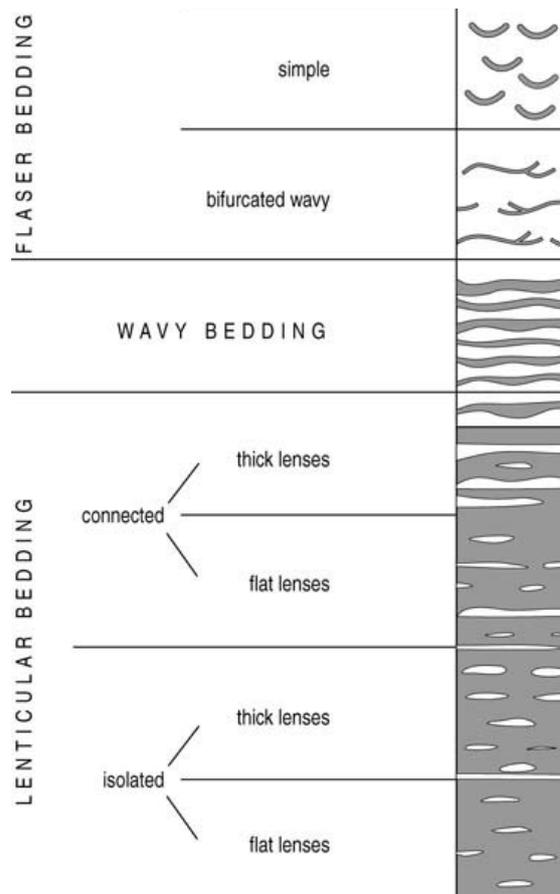


Fig. 30- variétés de sédimentation mixte d'argile/sable (d'après Reineck & Singh 1973, in Collinson, 2006).

2. Structures de déformation des sédiments souples (*Soft sediment deformation structures, SSDS*) :

Ce type de structure est utilisé généralement pour désigner tous les processus de déformations qui affectent les sédiments non encore lithifiés (Mills, 1983 ; Maltman, 1984 ; Brodzikowski et Van Loon, 1987 ; Collinson, 2000a).

Ces structures se développent dans le sédiment après son dépôt. On relève plusieurs types : (i) réarrangements hydrostatiques donnant des figures de liquéfaction ; (ii) structures

dues aux déplacements latéraux de masses de sédiments comme des glissements et des slumps ; (iii) structures de dessiccation et (iv) structures dues à la pédogenèse (Tucker, 2003). Selon Lowe (1975), il y a trois mécanismes qui sont responsables de telles structures : la déformation hydroplastique, liquéfaction et fluidification.

2.1. Les structures de contournement (*contorted structures*). – Cette classe comporte généralement trois types de structures: (i) les structures en boules et coussins "*ball-and-pillow*" ; (ii) les *slumps* et (iii) les glissements (*slide structures*) (Fig. 31). – Ces structures sont caractérisées par des déformations simples, parfois complexes au niveau des lamines ou des strates.

a- Les structures en traversins : (*ball-and-pillow structures*). – Ce type de structures est présent dans la coupe de la "Forêt des Cèdres", il s'observe dans la partie sommitale, dans un niveau constitué essentiellement par des grès fins de couleur sombre alternés avec des marnes de couleur grisâtre et parfois brunâtre. Les niveaux sableux sont ondulés, voire-même découpés en une série de nodules de taille centimétrique à décimétrique, en forme allongé (coussin). Ces nodules sont séparés les uns des autres par des niveaux marneux de taille centimétrique. Ils sont présents dans la partie supérieure de la coupe de la "Forêt des Cèdres", représentés par des nodules gréseux de taille centimétriques à décimétriques séparés par des marnes de couleur grisâtre.

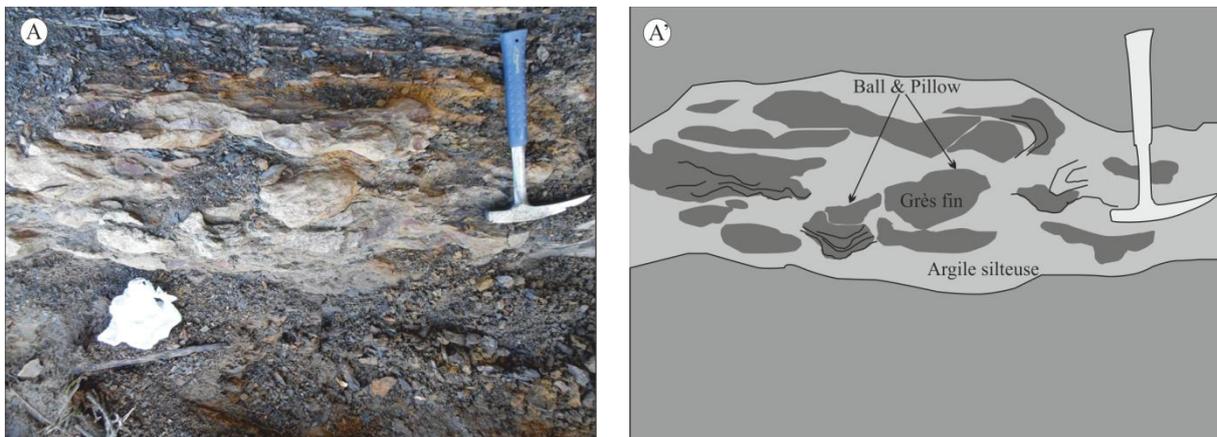


Fig. 31- (A) Photographie de structure en masse de grès isolés séparé par un niveau irrégulier de marne et illustration (A').

- Interprétation : les structures en "boules et coussins" ont été interprétées comme l'effet de charge sédimentaire due à la différence de densité entre deux couches (Allen, 1982). Elles sont également le résultat du mécanisme de tassement lié à la sédimentation rapide (Owen, 2003). Actuellement, plusieurs chercheurs lient ces structures sédimentaires aux phénomènes

de la liquéfaction déclenchée par des ébranlements sismiques (Cojan et Thiry, 1992 ; Guiraud et Plaziat, 1993 ; Rodriguez et al., 2000).

- **Fréquence** : C'est une figure caractéristique des dépôts rapides.

2.2. Figures de charge (Kuenen, 1953). – Ces structures s'observent habituellement à la base des bancs de grès interstratifiés avec des mudstones.

Les figures de charge sont relativement arrondies, en forme de langues irrégulières de taille et de relief variable. Les *Load casts* montrent des lamines de contorsion et ce d'autant plus fort que l'on se rapproche du centre de la structure. La taille varie de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres voire plus d'un mètre. Les figures de charge apparaissent rarement isolées mais plutôt en groupe à la base d'un banc.

Dans la coupe de la "Forêt des Cèdres", on a deux types de figures de charge : (i) les *Load casts* et (ii) les structures en flamme.

2.2.1. Load Casts (Fig. 32). – Ces structures sont très fréquente dans la coupe de la forêt des cèdres, elles sont quasi présentes dans tous les bancs de grès qui sont succédés par des niveaux argileux. Selon la taille de ces structures, on distingue deux catégories ;

a- Load casts à petite échelle : (Fig. 32, E, F)

Ces structures sont présentes dans l'intercalation entre grès/argile. Ils sont de taille allant de 10 à 15cm. Selon Anketell et al., (1970) et Alfaro et al., (1997) (Fig. 33) en fonction le degré de liquéfaction les structures présent dans notre coupe sont de type *Sagging load casts* (Fig. 32-B, D) *drop load casts* (Fig. 32-A), *Load casts* (Fig. 32-C, E, F)

b- Load casts à grande échelle : (Fig. «32, A, B, C, D)

Comme les structures à grande échelle sont présentes dans l'intercalation entre grès/argile mais ici la différence est que les niveaux argileux sont de taille millimétrique à centimétrique ce qui influe directement sur la taille des de ces structures. Ils sont de taille allant de cinq millimètre à un centimètre.

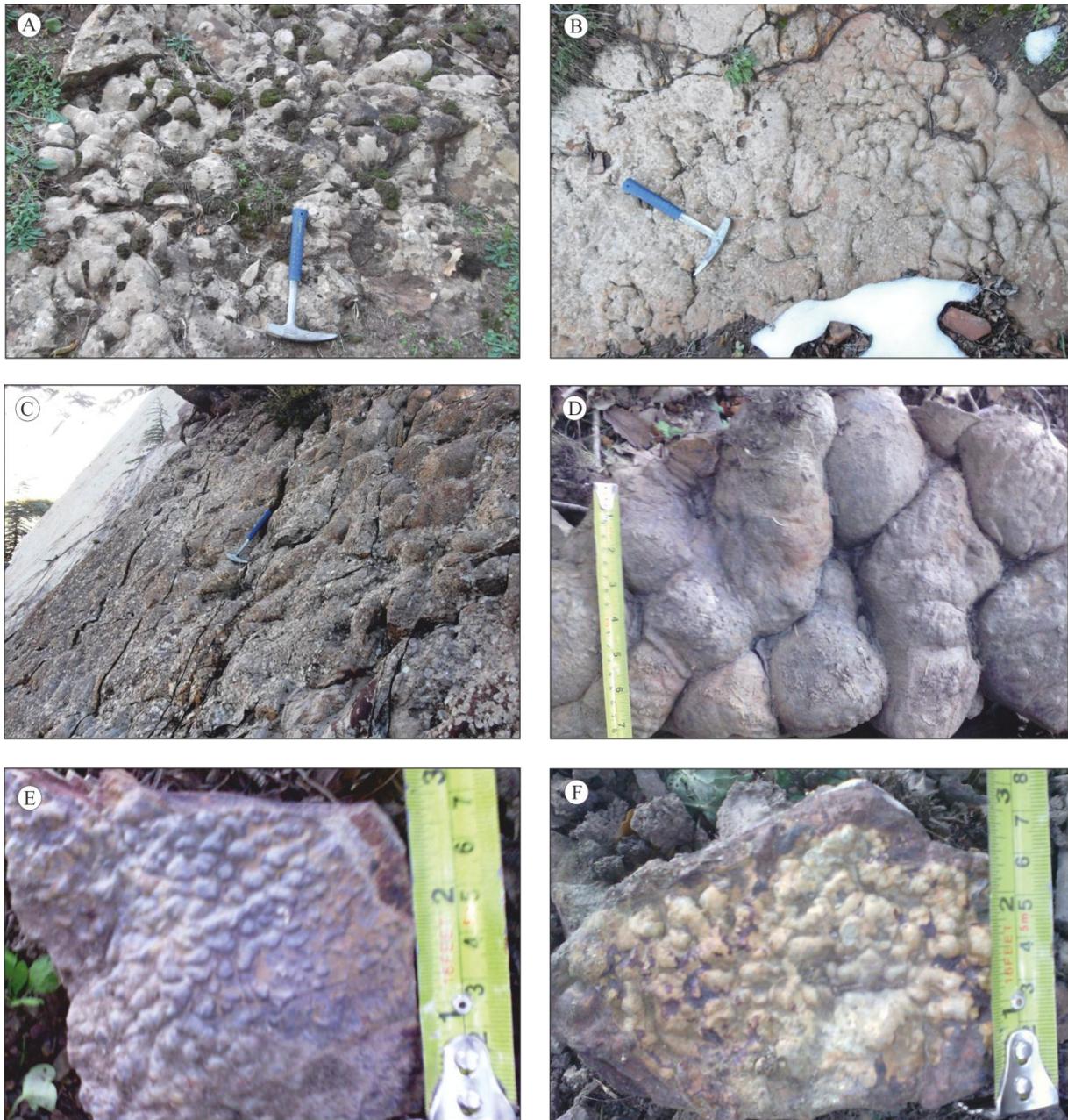


Fig. 32- (A) drop load casts, (C) Load casts, (B) et (D) sagging load casts, (E) et (F) load casts à petite échelle.

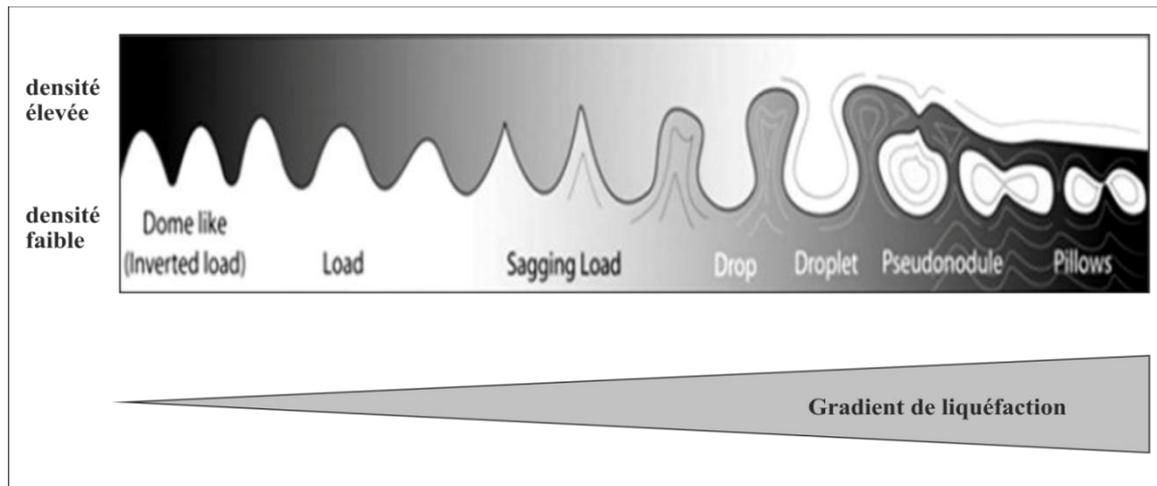


Fig. 33- Schéma, montrant les déformations de sédiments souples en fonction de gradient de liquéfaction (modifié d'après Anketell *et al.*, 1970 et Alfaro *et al.*, 1997).

2.2.2. Structure en flamme.– (Fig. 34 A et A') : on observe ces structures dans la partie supérieure de la coupe de la forêt des cèdres. Elles sont représentées par des irrégularités en forme de flamme d'un sédiment marneux moins dense surmonté par un banc gréseux plus dense. La taille des structures est centimétrique.

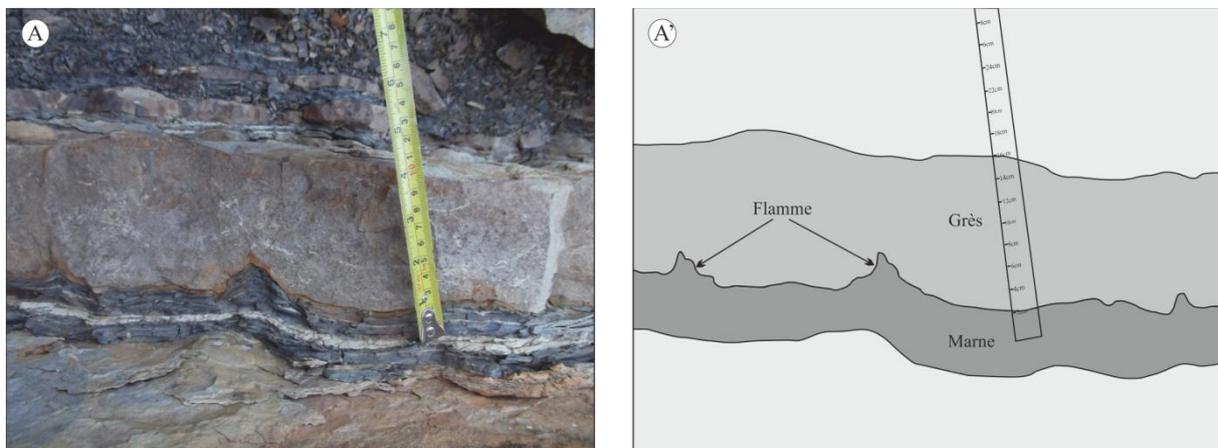


Fig. 34- (A) structures en Flamme, (A') détail de (A)

- **Interprétation:** plusieurs interprétations ont été émises pour essayer d'interpréter le mode de formation de ce genre de structures, les plus importantes sont ; la différence de densité ; un choc sismique.

- la première hypothèse s'explique par la différence de plasticité, Généralement la couche sus-jacente sableuse, de faible plasticité s'enfonce dans la couche argileuse hydroplastique sous-jacente. L'argile se comporte comme le sel et pénètre per ascensum dans la couche sableuse supérieur (Anketell & *al.*, 1970; Aflaro & *al.*, 1997). Un essai au

laboratoire effectué par [Moretti et al., \(1999\)](#) montre que ce type de structures sédimentaires se forme le plus souvent par le phénomène de liquéfaction et la fluidisation du sédiment.

-Une seconde hypothèse implique le choc sismique comme moteur de formation des structures de charge avec une répartition inégale du sédiment.

2.3. Structures d'échappement d'eau « *water escape structures* » : (Fig. 35)

Les Structures d'échappement de fluide ou d'eau ([Lowe, 1975](#)) sont définies comme des structures de déformation des sédiments souples (*SSDS*). Ce type de structures est fréquent dans la coupe de la forêt des cèdres. Elles affectent l'interface des bancs gréseux de la partie supérieure de la coupe de la forêt des cèdres. Le trajet du fluide est enregistré en deux sens ;

-Verticalement, marqué par des lamines concaves d'une longueur qui se limite entre le mur et le toit du banc affecté par le processus (Fig. 35, A).

- Latéralement, marqué par une érosion de son trajectoire provoquant la formation des nodules irréguliers de taille centimétrique façonnés, et séparé par des niveaux irréguliers de marnes. Les bancs sous-jacent et sus-jacent sont marqués par des cuvettes de taille centimétrique remplis par la marne (Fig. 35, B).

Elles sont générées par le processus d'expulsion de fluides sous l'effet d'un choc sismique.

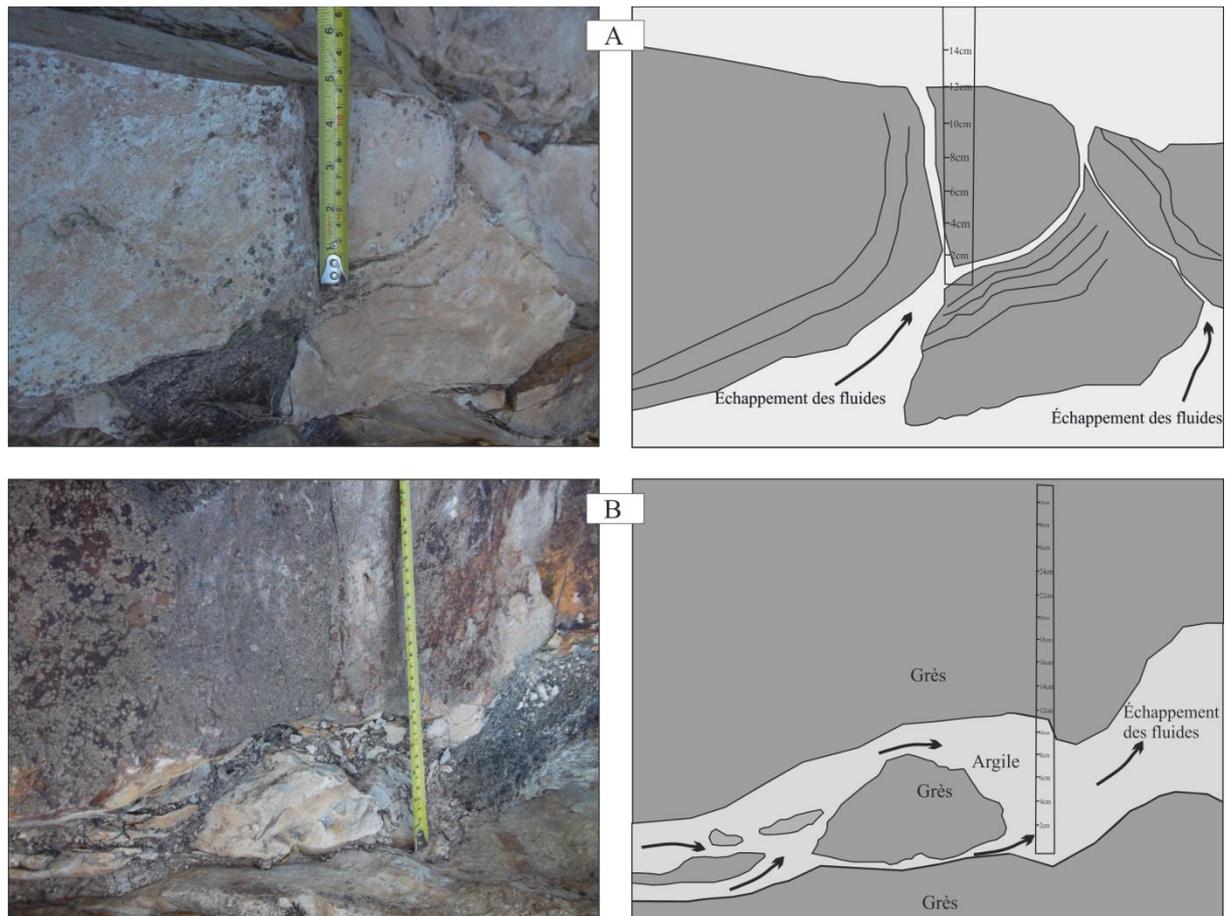


Fig. 35- (A) structures d'échappement des fluides verticalement, (B) structures d'échappement des fluides latéralement.

- **Interprétation :** ce type de structures a été interprété par [Lowe et Lopiccolo \(1974\)](#) comme le résultat d'une surcharge sédimentaire, qui se manifeste comme suite ;

- Elle débute par le tassement et l'assèchement du sédiment liquéfié.
- La structuration est due à une ascension et évacuation de l'eau qui s'éjecte en suivant une trajectoire verticale ou sub-verticale.

[Plaziat et Ahmamou, \(1998\)](#) ; [Moretti et al., \(1999\)](#) les interprètent comme le résultat d'un ébranlement sismique (Fig. 36).

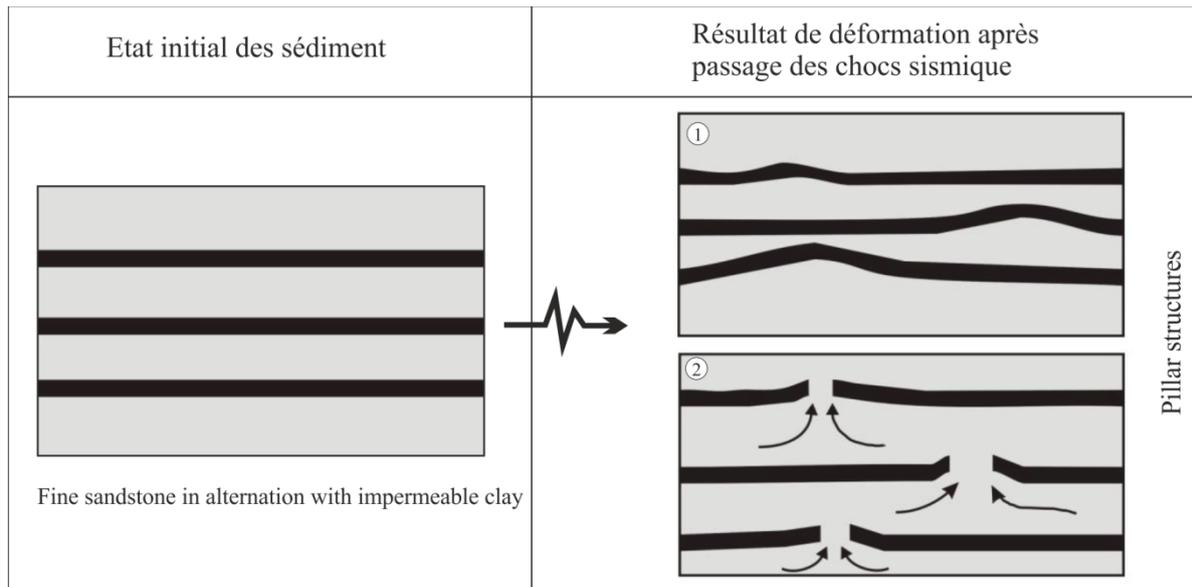


Fig. 36 : scénario expérimental de la formation des structures d'échappement de fluide (*pillar structures*) (1) déformation des couches à l'issu sous l'effet du choc sismique, (2) échappement du fluide au niveau des niveaux affaiblies par la déformation (Moretti et al., 1999).

2.4. Structures de déformation hydroplastique (Fig. 37) :

C'est une structure qui résulte de la déformation hydroplastique d'un sédiment non encore lithifié.

Le secteur de la "forêt des cèdres" recèle ce type de structures. Ils se présentent en structures très irrégulière marquant la base des bancs massifs de grès moyen à fin.

Selon Lowe (1975), le comportement hydroplastique correspond à la déformation de graine-soutenu (*grain-supported*) de sédiment non lithifié. Les slumps et les Boudinage peuvent résulter de l'application efficace d'un effort de conduit local ou régional sur un sédiment affaibli mais non liquéfiée.

Lorsque la pression interstitielle augmente (l'effort de conduit excède la rigidité des sédiments), la force des sédiments est progressivement abaissée. La force d'entraînement libérée de cet effort engendre une déformation plastique des sédiments. Cette dernière, n'est pas forcément liée à la liquéfaction. Les déformations hydroplastique, ont été attribuées à l'activité sismique (Hesse et Raeding, 1978 ; Bandyopadhyay, 1998; Schnellmann et al., 2005; Spalluto et al., 2007; Moretti et Sabato, 2007). Keefer (1984) et Owen (1987) l'explique comme le résultat de l'augmentation de la pente et/ou par un ébranlement sismique.

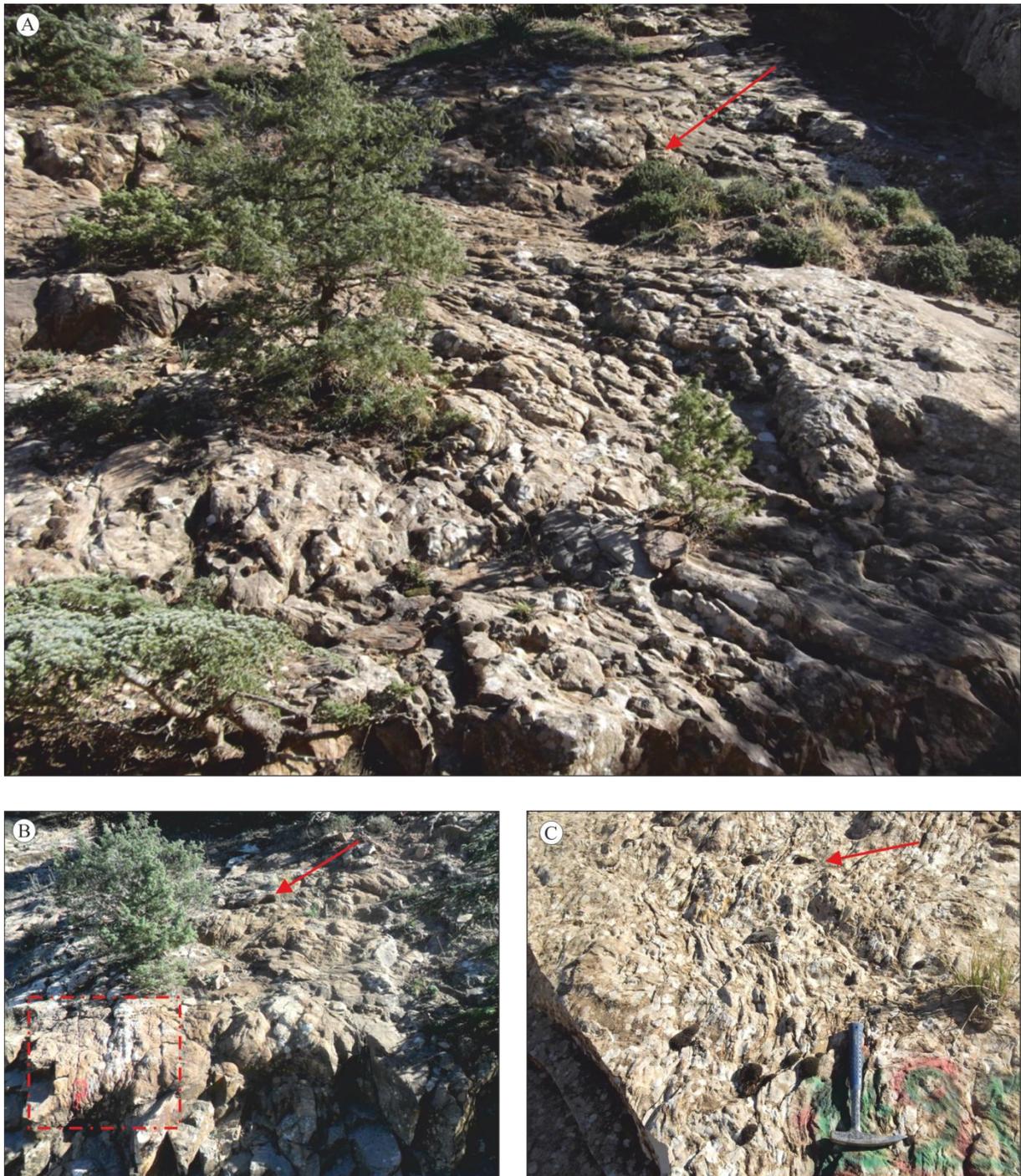


Fig. 37- (A) photographie panoramique de la déformation hydroplastique marquant la semelle du banc massif, épais de grès. (B) le carré en pointillé montre le bouffant du fluage. (C) Rainures irrégulières marquant la base du banc de grès, indiquant le sens du mouvement hydroplastique. La flèche indique le sens du fluage.

3. Structures particulières :

3.1. Frondescant marks (Fig. 38). – Terme créé par [Ten haaf \(1959\)](#). Structures allongée formée de langues à bords crénelés divergeant d'un tronc commun. Ce type de structures est fréquent dans la coupe de la forêt des cèdres, elles sont constituées d'unités de formes arborescentes, de taille centimétrique à décimétrique, marquées à l'intérieur par des crénelures de taille centimétrique de forme divergente. Ces unités couvrent de grande surface à la base des bancs massifs de grès.

- **Mode de formation :** un essai expérimentale de ces structures [Dzulynski \(1963\)](#) par un courant de turbidité artificiel ; montre que ce type structures se forment dans la partie frontale des turbidites à l'aval des flutes lors de l'affaiblissement du courant de turbidité par fluage des sables dans le dépôt hydroplastique sous-jacent.

- **Fréquence :** Cette structures se trouve en générale associée aux turbidites dans les dépôts de type flyschs.

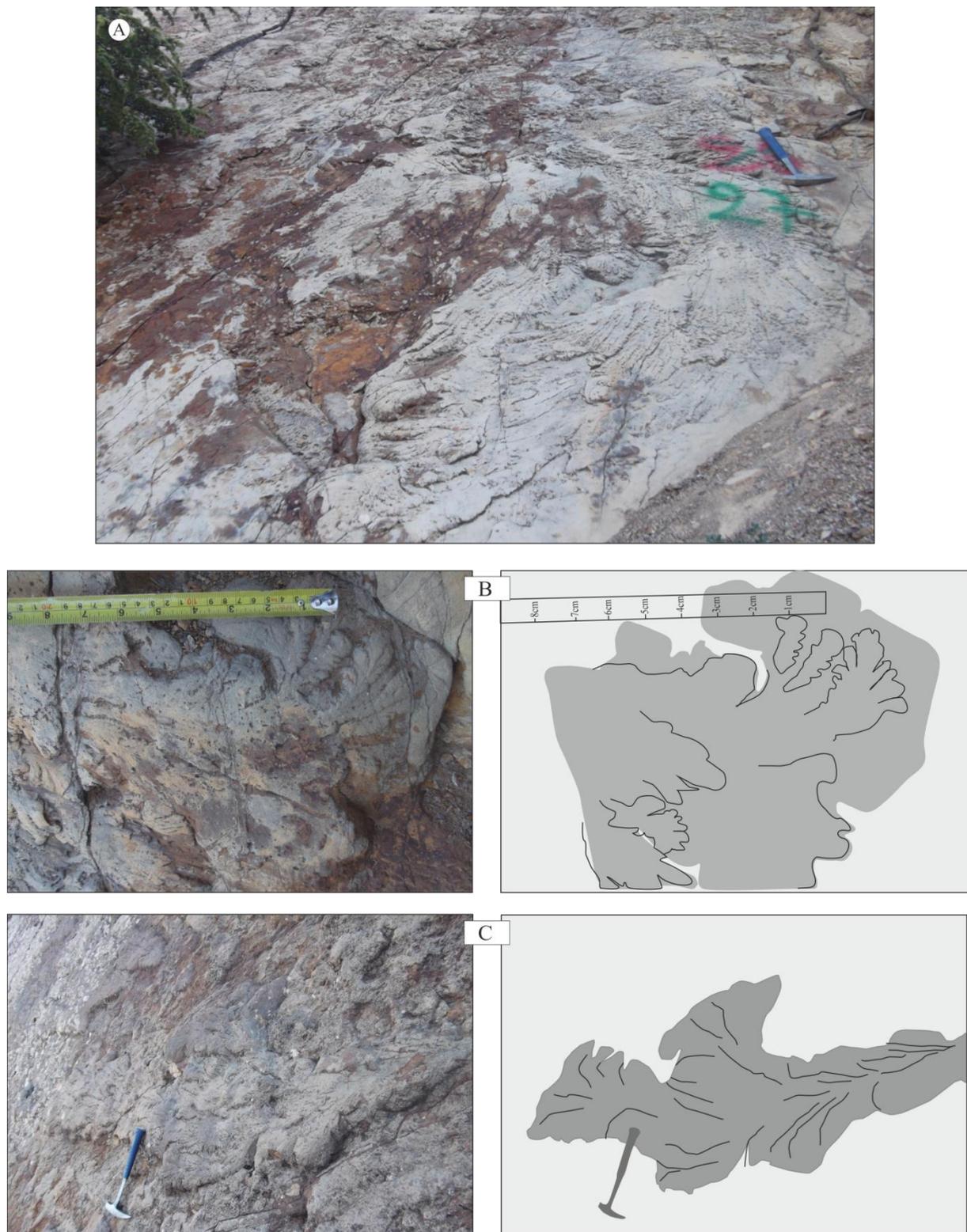


Fig. 38- (A) Montre la disposition des frondescents casts sur la semelle de ce banc de grès, (B) Noter la divergence des crénule, (C) Montre la forme arborescente des frondescents casts.

3.2. Structure ressemblant à des *flutes* asymétriques.– (Fig. 39)

- **Description** : cette structure marque la base d'un banc de grès massif, elle est de forme ressemblant au *flute casts* mais avec une direction défléchie dans l'ensemble.

- **Mode de formation** : cette structure semble être formée par un courant tourbillonnaire qui affecte le fond sous-marin suite à des venues turbiditiques. (comm oral avec Mr. Stanisław Leszczyński Prof univ Pologne). Dzulynski (1965), a pu obtenir expérimentalement des structure pareils qualifié de *flute* asymétrique en appliquant un courant tourbillonnaire sur un sédiment non lithifié.

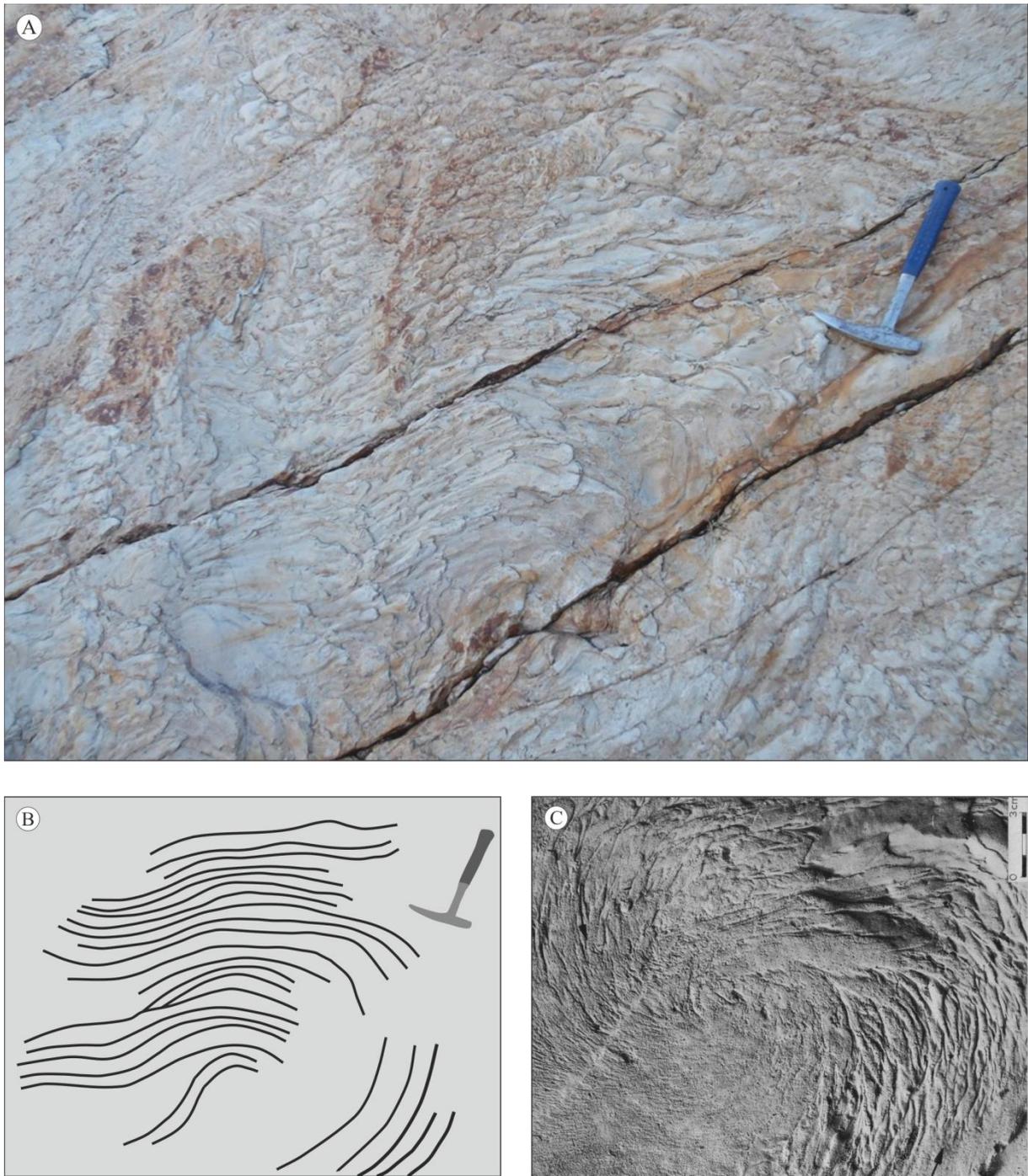


Fig. 39- (A) photographie panoramique des structures ressemblant au *flute* asymétrique, (B) schéma explicatif de (A), (C) structure obtenu expérimentalement par [Dzulynski \(1965\)](#) qualifié de *flute* asymétrique.

3.3. Structures de déformation des sédiments souple ressemblant à des load casts géants.– (Fig. 40)

- **Description :** Ces structures ont été observées dans la coupe de la forêt des Cèdres et dans la coupe de Kef Mahmoud. Les structures en question présente une déformation orientée vers le bas avec une absence de déformation vers le haut. Les niveaux affectés par cette déformation sont encadrés par des niveaux non déformés. Ces structures sont en forme bulbeuse de taille décimétrique (20 à 60cm) très similaire dans les deux coupes étudiées, réparties d'une façon aléatoire et présentant des litages déformés.

- **Mode de formation :** cette structure semble être formée par le phénomène de liquéfaction (Alfaro et al., 1997) (Fig. 33). Cette dernière est contrôlé par deux facteurs essentiels qu'ils soient simultanément réunis : (i) un matériel sédimentaire poreux et faiblement compacté ; (ii) un moteur pour mélanger les phases liquides et solides du sédiment (Lowe, 1976). Ce moteur à une origine soit interne (arrivée brutal d'une lame d'eau, différence de densité, rupture de pente) ou externe (chocs sismique, contraintes tectonique...).

La théorie la plus probable du phénomène générateur de la liquéfaction responsable de la formation des structures observées dans notre secteur d'étude est la sollicitation sismique. Parmi les critères argumentant cette théorie selon ; (Sims, 1975 ; Davenport et Ringrose, 1987 ; Obermeier, 1996a et b ; Demoulin, 1996): (comm oral avec Mr. Stanisław Leszczyński Prof univ Pologne).

- La proximité des zones actuelles sismiquement actives (ces dépôts d'âge oligocène ont été déposés dans un bassin tectoniquement très active d'arrière arc en méditerranée) ;
- La présence de sédiments potentiellement liquéfiables (sable moyen à fin, faible cohésion et absence de matrice argileuse) ;
- La similitude avec les structures déformées expérimentalement (Kuenen, 1958) ou décrites suite à des évènements historiques ;
- Des structures restreintes à des intervalles stratigraphiques uniques (dans notre secteur d'étude la couche déformée est encadrée par deux couches non déformées) ;
- Des zones où les structures sont corrélables sur une large aire (les mêmes structures observées dans la coupe de la forêt des cèdres et dans la coupe de Kef Mahmoud dont la taille et la forme est presque identique) ;



Fig. 40- (A) photographie panoramique des structures ressemblant au *Load casts* marquant la semelle d'un banc gréseux de la série renversé de la coupe de la forêt des cèdres , (B) photographie explicatif de (A), (C) photographie panoramique des structures ressemblant au *Load casts* marquant la semelle d'un banc gréseux de la série renversé de la coupe de Kef Mahmoud, (D) détail de la photographie (C).

4- Description des traces fossiles :

- *Gordia arcuata* (Fig. 41, A, B). – il correspond à un terrier simple, lisse, de 1 mm de diamètre. C'est une trace horizontale, non ramifiée, sinueuse, parfois en demi-cercle très complexes et irréguliers formant communément des boucles, préservé en semi-relief. Cet ichnoespece est fréquent abondamment dans les niveaux gréseux fins. Il se trouve associé aux *Helminthoidichnites* dans la partie inférieure de la coupe de "la Forêt des Cèdres"

Gordia arcuata c'est une trace fossile de broutage (paschichnion), d'environnement oxygéné à substrat non consolidé de dépôts fin de faible énergie. Cet environnement semble être affecté périodiquement par des flux turbiditiques.

Cette trace à été observé dans les dépôts Turbiditiques (Buatois et Mangano, 1993b) et dans des dépôts turbiditiques des lacs profonds (Gibert et al., 2000 ; Trewin et al., 2002).

- *Helminthoidichnites* (Fig.41, C, D). – C'est un terrier lisse, sinueux, prenant une forme en serpent, rarement formant des boucles, 1 - 2 millimètres de diamètre et au moins 100 - 150 millimètres de long, préservé en semi relief (hypichnia). Le remplissage du terrier est généralement identique à l'encaissant.

Cette trace fossile est fréquente dans la coupe de "la Forêt des Cèdres". Elle se trouve associée avec *Gordia arcuata*, marquant la semelle des bancs peut épais de grès fin. c'est une trace fossile de broutage (paschichnion), attribué à des vers polychètes (Ksiazkiewicz, 1977), c'est une trace eurybathique, mais particulièrement fréquente dans les faciès profonds de type flysch (Chamberlain, 1971 ; Ksiazkiewicz, 1977 ; McCann et Pickerill, 1988 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Uchman, 1995, 1998 ; Wetzel et al., 2007).

- *Ophiomorpha annulata* (Ksiazkiewicz 1977) (Fig. 41, E). – C'est un terrier cylindrique, horizontal, légèrement courbé, non branchu, d'un diamètre de 3-7 mm et 100mm de long, Avec ou sans pellet. La partie externe du terrier apparaît sous forme d'anneaux réguliers et équidistants.

Ce terrier est peu fréquent dans la coupe de "la Forêt des Cèdres". Il se présente sur la semelle des niveaux mince de grès fin silteux. C'est une trace qui reflète l'activité des petits crustacés (Uchman et al., 2004).

Ce type d'ichnofossiles été rencontrée dans des environnements marins peu profonds (Howard et Frey, 1984 ; Frey et Howard, 1985), mais elle se trouve également dans des faciès d'eau profonde, observé dans des dépôts turbiditiques (Uchman, 2001).

- *Ophiomorpha rudis* (Książkiewicz, 1977) (Fig. 41, F). – Structure tubulaire préservée en plein relief (hypichnia), 8 millimètres de diamètre et 80-100 millimètres de long. Il montre des branches formées par des murs couverts de pellets discoïdales ou ovoïdales, 1-3 millimètres de large. Le mur est lisse de l'intérieur. Cet ichnoespèce est fréquent dans la coupe de "la Forêt des Cèdres" marquant la base des niveaux mince de grès fin silteux contenant parfois des litages horizontaux.

Ophiomorpha rudis est fréquente depuis le Tithonien. Elle se produit dans les flysch d'environnement profond (Książkiewicz, 1977; Tchoumatchenco and Uchman, 2001). Cette trace fossile se produit dans la partie moyenne du cône sous-marin profond en dehors des dépôts de chenaux, entre les chenaux distributeurs et les facies d'inter-lobes (Uchman, 2009).

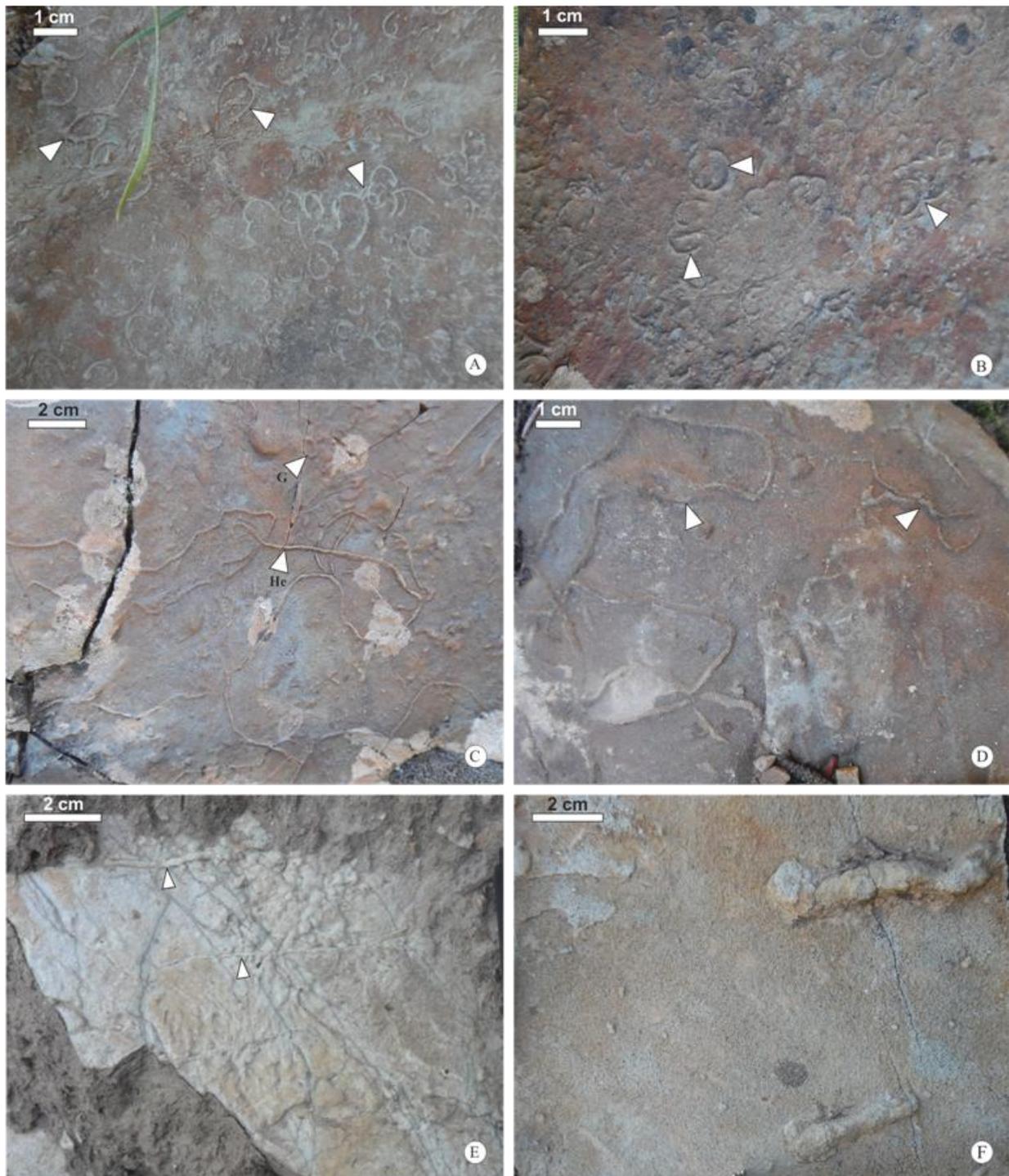


Fig. 41- Traces fossiles de la coupe de "la Forêt des Cèdres": (A), (B) *Gordia arcuata*, hypichnial semi relief; (C), (D) *Helminthoidichnites*, hypichnial semi-relief; (E) *Ophiomorpha annulata*, hypichnial full-relief; (F) *Ophiomorpha rudis*, hypichnial full-relief.

- "*Ophiomorpha recta*" (Fischer-Ooster, 1858) (Fig. 41, A). – Une structure tubulaire préservée en plein relief (endichnial) 5 - 20 millimètres de diamètre et 10 - 70 millimètres de long, couvert par des pellets ovales qui sont 1 - 2 millimètres de long, et 0.7 - 1 millimètre de large. Cet ichnoespèce est abondant dans les argiles versicolores (verdâtre à marron foncé) affleurant à la base de la coupe de Kef Mahmoud. Le remplissage est généralement ferrugineux (Guy PAUTOT, 1975).

Cette trace fossile, connu jusqu'ici dans les sédiments profonds du Crétacé-Paléogène, Caractérisant surtout les argiles Numidiennes du pourtour méditerranéen. Ils ont été décrits sous différents ichnogenre (voir la liste de synonyme Uchman, 1998). Elle a été appelé "Tubotomaculum" par Glaçon et Rouvier (1967) et a été employé comme critère traçant la base du Numidien, ou comme un marqueur des argiles versicolore dans la partie occidentale de la mer méditerranéenne (Broquet, 1968 ; Wezel, 1968 ; Caire, 1970 ; Moretti et al., 1988).

- *Planolites* Nicholson, 1873 (Fig. 41, B). – Ils ont une structure tubulaire, horizontale, non ramifiée, légèrement incurvées préservé en plein relief (hypichnial), 5-8 millimètres de diamètre et 10-30 millimètres de long. Le diamètre peut changer le long du terrier.

Cet ichnogenre se produit rarement sur la plante du pied de quelques lits minces d'un grès à grain fin silty dans la partie moyenne "Forêt des Cèdres".

Planolites est interprété comme des traces de proutage, produite probablement par des invertébrés (Organismes vermiformes) (Häntzschel, 1975 ; Pemberton et al., 2001).

Planolites ont été observés dans un large éventail de palaeoenvironments allant des sols et d'eau douce au dépôts d'eaux profondes (Keighley et Pickerill, 1995 ; Pemberton et al., 2001). *Planolites* se trouvent en abondance dans des dépôts d'eaux peu profond et bien oxygénées (Bromley, 1996). Ces terriers seraient probablement constitué par des

- *Thalassinoides isp.* (Fig. 42, C, D, E, F). – c'est un terrier de structure tubulaire, branchue, horizontale ou inclinée préservée en semi-relief, parfois en plein relief (hypichnial), 15 - 30 millimètres de large, sans doublure. Le remplissage est massif.

On distingue Trois formes : (i) Grande taille, montrant des formes branchus en "Y", 30 millimètres de large et au moins 250 millimètres de long, observé dans un banc massifs de grès grossier (fig. 42C), (ii) petit taille, avec des formes branchus en "Y", 5 millimètres de large et au moins 50 millimètres de long, observé dans des niveaux minces de grès fin (fig.

42D), et (iii) forme branchu non spécifié de petite taille, 5 - 8 millimètres de large et 30 - 60 de long, observé dans des niveaux minces de grès fin (fig. 42E, F).

Cette trace fossile est peu fréquente dans la coupe de "la Forêt des Cèdres".

Thalassinoides bien que fréquent dans les environnements peu profonds (Palmer, 1978 ; Archer et Maples, 1984 ; Frey et al., 1984 ; Mangano et Buatois, 1991), il a été cité dans des profondeurs très importantes (Uchman, 1995, 1998 ; Uchman et Tchoumatchenco, 2003 ; Wetzel et al., 2007).

Il est produit la plupart du temps par des crustacés. Le terrier est interprété comme domichnion et fodichnion (Frey et autres, 1978 ; Schlirf, 2000).



Fig. 42- Traces fossiles des coupes de la "Forêt des Cèdres" et de "Kef Mahmoud : (A) *Ophiomorpha recta*, endichnial full relief; (B) *Planolites*, hypichnial semi-relief. (C) *Thalassinoides* grande taille "Y"-shaped, hypichnial semi relief; (D), (E), *Thalassinoides* petite taille, "Y"-shaped, hypichnial full-relief; (F) *Thalassinoides* de forme branchu non spécifiée, hypichnial semi relief.

II- ETUDE PETROGRAPHIQUE (DESCRIPTION DES LAMES MINCE) :

L'étude des lames minces de la coupe de la "Forêt des Cèdres" a révélé quatre microfaciès : (i) grès grossier à grains jointifs sans ciment; (ii) Grès à grains moyen jointif avec peu de ciment argileux ; (iii) grès à grains fins à ciment argileux ; (iv) Grès à ciment partiellement siliceux.

1. Microfaciès MF1 : grès grossier à grains jointifs sans ciment (Fig. 01) lame mince n° 1, 2 19, 37).

Ce faciès est formé essentiellement par des grains de quartz sub-anguleux, parfois sub-arrondis associés avec des feldspaths (orthose) et des fragments lithiques (quartzite) sans ciment. Le classement est bon. L'abondance du quartz peut atteindre 50%. Les cristaux de quartz sont monocristallins, parfois polycristallins affectés par des microfissures et des golfes de corrosion. Les grains de feldspaths altérés ou en voie d'altération donnant de l'argile. Le contact entre les grains est tangentiel, parfois concavo-convexe. C'est un grès formé par des grains de taille moyenne (0,80mm) à grossière (2mm) associés avec des grains de petite taille remplissant les vides. On note la présence de la muscovite et des cristaux de Zircon.

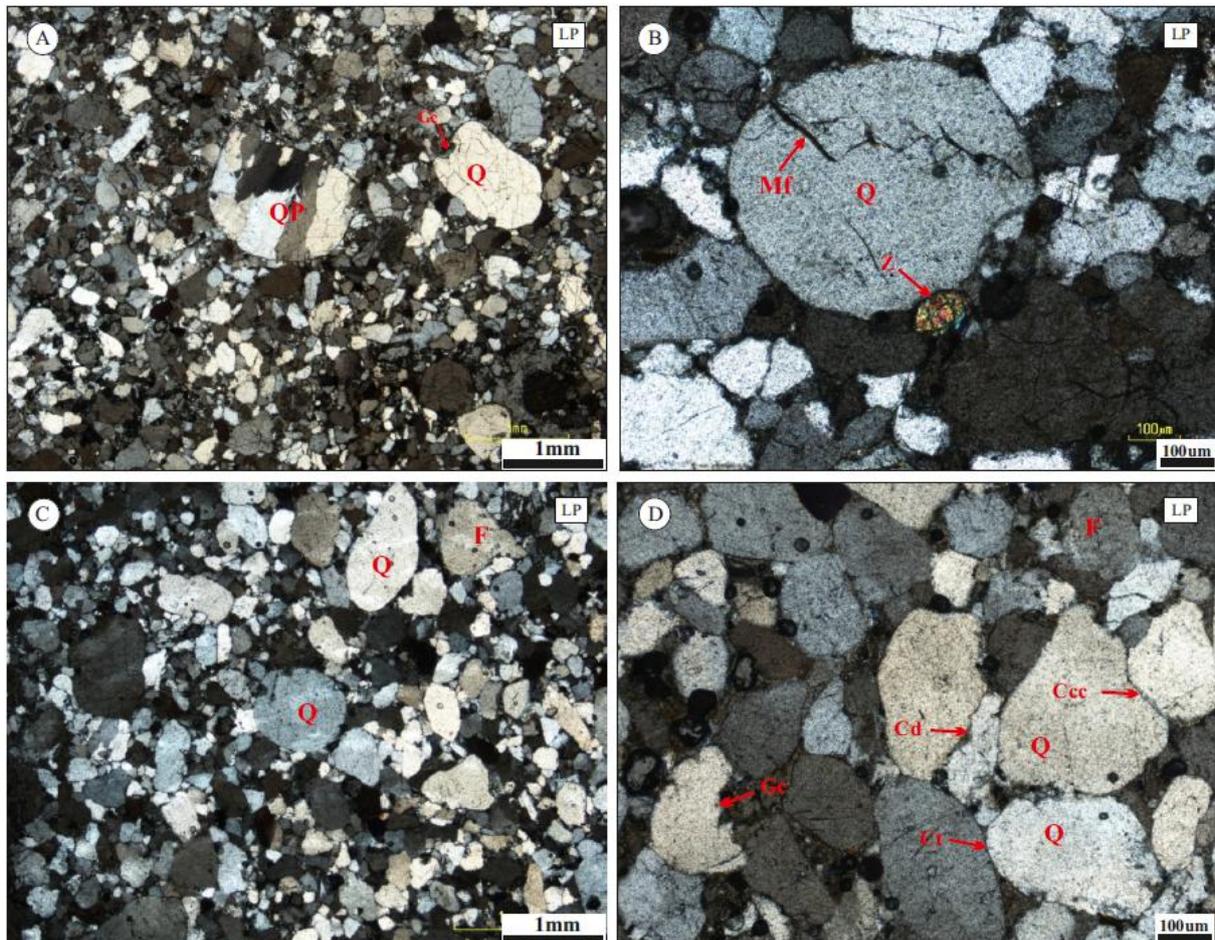


Fig. 43 : Microfacies MF1 : **Q** : Quartz, **F** : Feldspath, **Z** : Zircon, **QP** : Quartz polycristallin, **Mf** : microfissure, **Gc** : Golf de corrosion, **Ccc** : contact concavo-convexe. **Cd** : contact droit. **Ct** : contact tangentiel.

2. Microfacies MF2 : grès à grains moyen jointif avec peu de ciment argileux (**Fig. 44**) (**Lame mince n° 6, 8**).

Il s'agit d'un grès fin (0,40-0,70mm) formé essentiellement par des grains de quartz sub-anguleux à subarrondi associé avec du feldspath en faible pourcentage et quelques paillettes de muscovite. Les éléments sont cimentés partiellement par de la silice de nourrissage. Le contact entre les grains est suturés, parfois stylolitique. Les grains de quartz sont marqués par des golfes de corrosion. L'abondance du quartz est de 50%. Le classement est bon. On note la présence de Zircon.

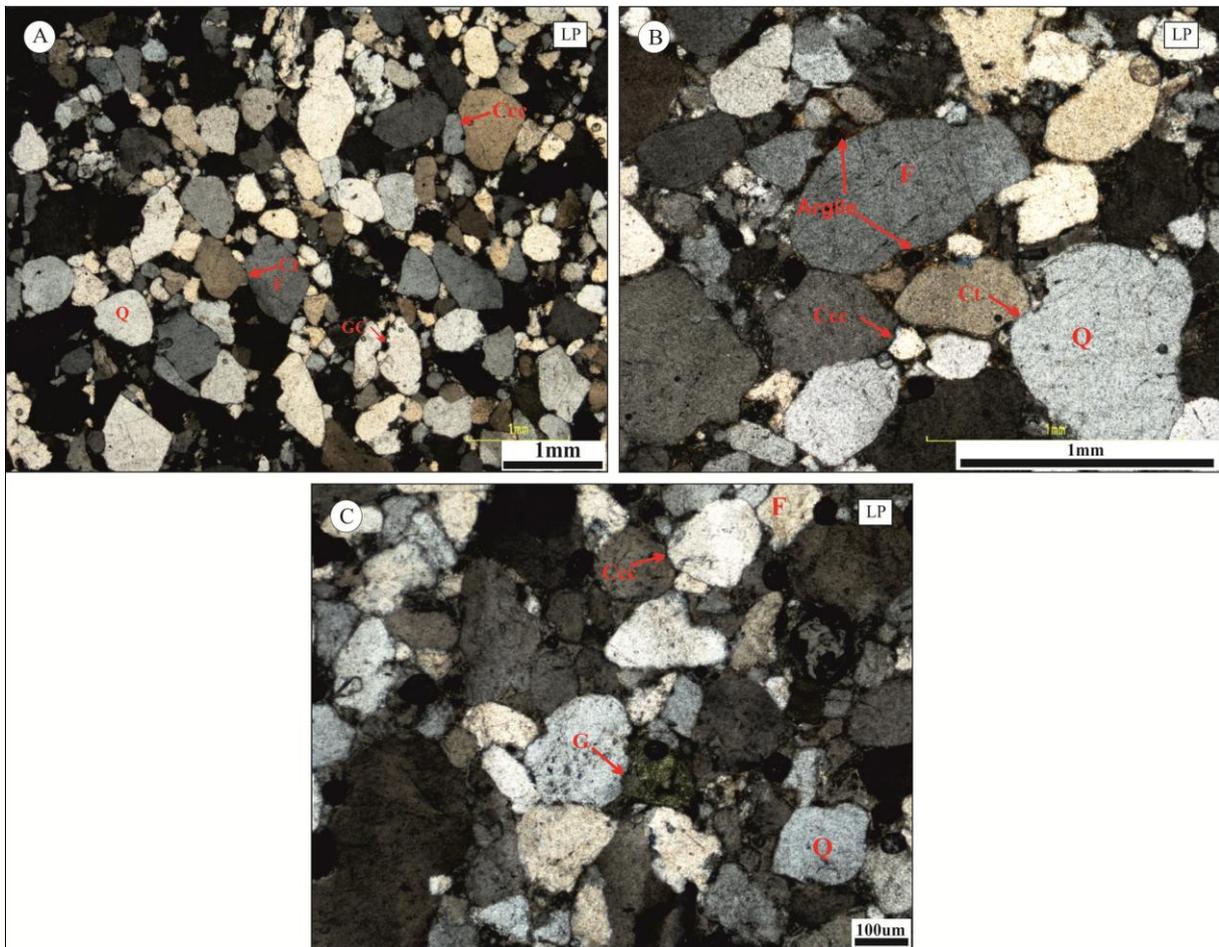


Fig. 44 : Microphotographies montrant le microfacies MF2 : **Q** : Quartz, **F** : Feldspath, **G** : Glauconie, **M** : muscovite, **Gc** : Golf de corrosion, **Ccc** : contact concavo-convexe. **Cd** : contact droit. **Ct** : contact tangentiel.

3. Microfaciès MF3 : grès à grains fins à ciment argileux (Fig. 45) (Lame mince n° : 23, 38, 44).

C'est un grès formé essentiellement par des grains de quartz subarrondis à subanguleux à matrice argileuse. La taille des éléments quartzeux est de 0,50 à 0,90mm associés avec des grains plus fins. Le contact entre les grains est tangentiel, parfois concavo-convexe. Le classement est bon à moyen. On note la présence de la muscovite en faible pourcentage.

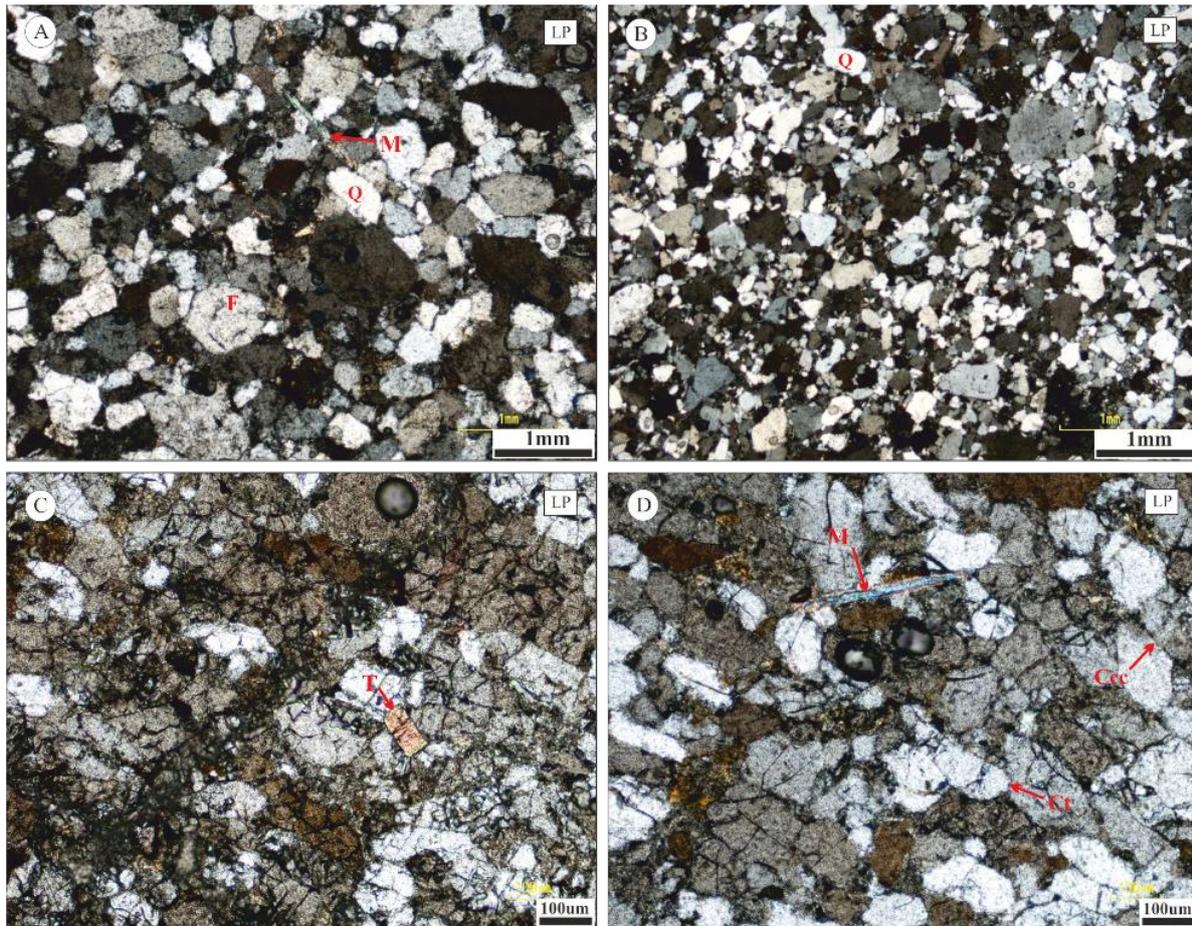


Fig. 45 : Microfaciès MF3 : Q : Quartz, F : Feldspath, G : glauconie, M: Muscovite, T : tourmaline, Ccc : contact concavo-convexe, Ct : contact tangentiel.

4. Microfaciès MF4 : grès à ciment partiellement siliceux (Fig. 46) (Lame mince n° 7).

C'est un grès moyen (1mm max) formé essentiellement par des grains de quartz subanguleux rarement sub-arrondis associé avec du feldspath en faible pourcentage. Quelques grains de quartz ont subi un léger nourrissage. La muscovite est très fréquente dans les espaces intergranulaires. Le ciment est en partie siliceux de nourrissage associé à l'argile en faible pourcentage. Les grains de quartz sont en majeure partie monocristallins incluant des

cristaux poly-cristallins dont les limites sont engrenées. On note la présence du Zircon. Le Quartz est d'une extinction roulante due à des contraintes (lame mince n° 19).

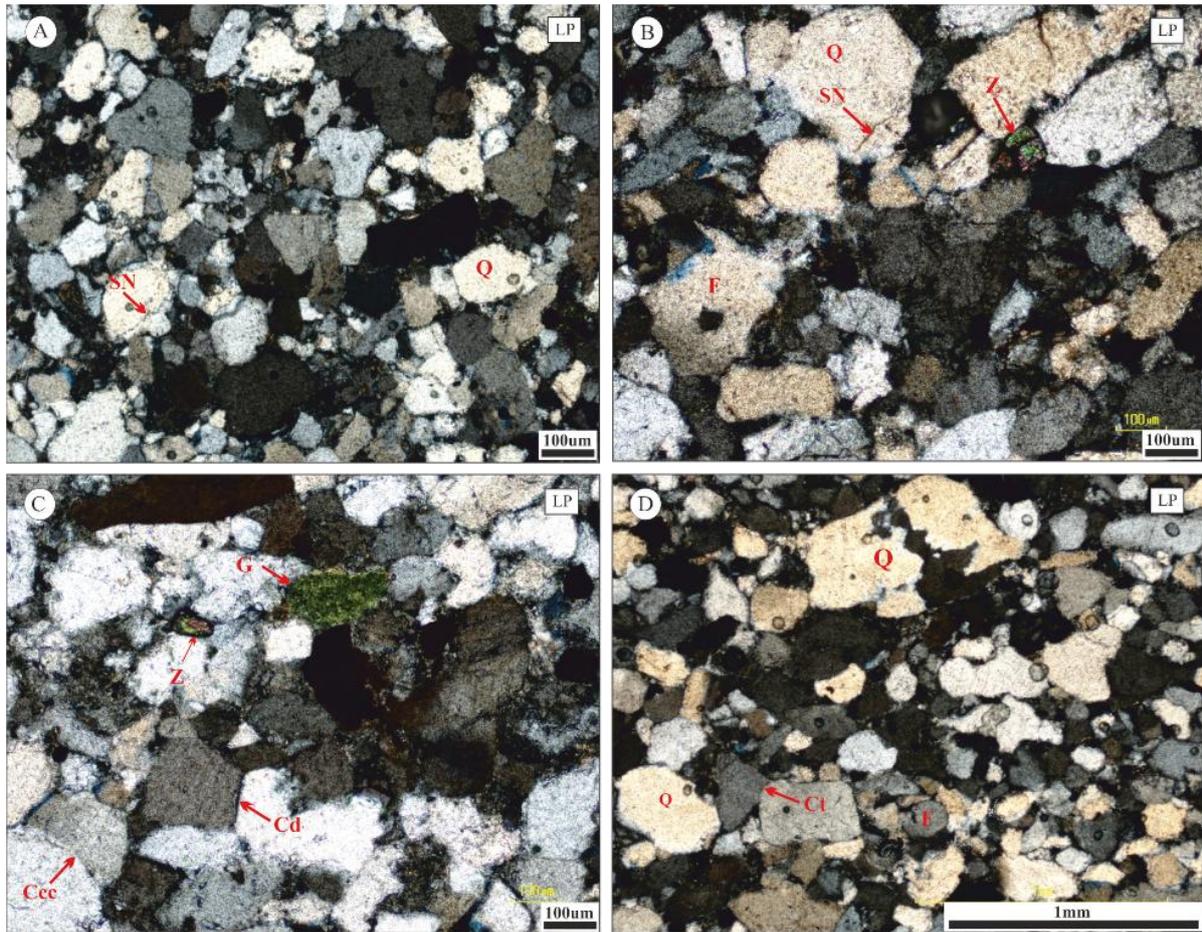


Fig. 46 : Microfacies MF4 : Q : Quartz, QP : Quartz polycristallin, F : Feldspath, Z : Zircon, G : Glauconie, SN : Silice de nourrissage, Ccc : contact concavo-convexe. Cd : contact droit. Ct : contact tangentiel.

Interprétation :

- La fréquence des contacts concavo-convexe entre les grains implique qu'ils ont été soumis à des contraintes.

La fréquence des contacts suturés entre les grains implique un stage très avancé de diagenèse des grès (*in Boggs, 2009*).

- La présence des fragments de roche de type quartzite et les cristaux du quartz poly-cristallins à limites engrenées indique une origine métamorphique (*Basu et al., 1975*). Les grains de quartz monocristallins impliquent une origine magmatique (*in Boggs, 2009*).

- La présence des cristaux de quartz qui ont une extinction roulante implique que la roche mère à subi des contraintes compressifs.
- L'origine de l'argile présente en film autour des grains dans certaines lames minces est fort possible issue de l'altération des feldspaths ou des micas blancs (muscovite).

III- PRINCIPAUX FACIES RENCONTRES ET ORGANISATION SEQUENTIELLE:

La coupe de la "Forêt des Cèdres" est représentée essentiellement par une alternance de grès/argiles. Elle débute par des bancs gréseux de taille centimétrique à décimétrique devenant métrique puis ils redeviennent décimétrique. Ces derniers alternent avec des niveaux d'argiles de taille centimétrique devenant décimétrique au sommet de la coupe.

L'étude descriptive basée sur la taille des grains, texture, épaisseur des bancs, figures sédimentaires et structures ichnologiques des dépôts de la coupe de la "Forêt des Cèdres" révèlent la présence de plusieurs faciès sédimentologiques.

1. Faciès I : Grès

- **Description :** C'est le faciès le plus abondant dans la coupe de la "Forêt des Cèdres". Il se présente sous forme de bancs massifs de grès d'une épaisseur allant de 0.10m à 11 m. Le granoclassement est parfois présent. Les niveaux qui présentent un granoclassement positif sont marqués à leurs bases par des figures d'affouillement (Gutter casts, Flute casts) et des figures d'objets trainés (groove casts).

- **Sous-faciès Ia : Grès massif (Fig. 47A).** Il s'agit de bancs de grès massif d'une épaisseur allant de 1 - 11 m. Il correspond à un grès moyen à fin. Ils ne présentent aucun granoclassement. Les structures sédimentaires sont quasi- absentes dans ce faciès sauf quelques structures de déformation hydroplastiques (Fig. 32). Les niveaux de grès fins sont très riches en paillettes de mica blanc. Ce faciès est riche par des ichnofossiles (Fig. 42 H, I, J, K, L). Ces derniers sont très fréquents à la base des bancs gréseux fins. Ils sont représentés surtout par des pistes.

- **Interprétation :** Ce type de faciès est généralement homogène résultant d'un hydrodynamisme assez fort (Mulder & al, 2001). Il est interprété comme le produit d'un courant turbiditique de haute densité. (Lowe, 1982; Postma et al., 1988).

Ce faciès correspond au terme T_a de Bouma (1962). Il est suivi généralement par le terme T_e (argile) de Bouma (1962).

- **Sous-faciès Ib : Grès Granoclassé (Fig. 47B)** Ces bancs de grès présentent un granoclassement positif. Ils sont marqués à la base par des figures d'érosion (*flute casts, groove casts, gutter casts, rill marks*) (Fig. 17, 24, 19, 21) et au sommet par des nodules d'argile verdâtre de taille centimétrique. La limite inférieure de ces bancs est généralement irrégulière.

- **Interprétation :** Ce faciès résulte probablement d'un courant turbiditique de haute densité (Lowe, 1982). Ce faciès correspond au terme T_a de Bouma (1962). Il est suivi généralement par le terme T_b ou T_d (grès à lamination horizontale) et T_c (argile) de Bouma (1962).

- **Sous-faciès Ic : Grès à lamination horizontale (Fig. 47).** Ce type de faciès est fréquent dans la coupe de la "Forêt des Cèdres" dans des niveaux minces de grès fins silteux bioturbés marqué par de fines lamines de couleur blanchâtre à jaunâtre. Le type de lamination donne des lits plats supérieurs (*upper plane bed*).

- **Interprétation :** Ce type de dépôt résulte du déplacement des sédiments (sable) sur le fond par les courants tractifs dans le régime d'écoulement supérieur (Tucker, 2003).

Ce faciès correspond au terme T_b de Bouma (1962). Il est suivi généralement par le terme T_c et précédé par le terme T_a de Bouma (1962).

2. Facies II : Argile : (Fig. 48E)

- **Description:** Ce type de dépôt est présent dans les inter-bancs de grès. Il correspond à des argiles de couleur verdâtre à grisâtre d'une épaisseur variant de 0.10m à 1.50m. Elles prennent un aspect friable, parfois schisteux. Ce faciès est parsemé parfois par des niveaux silteux en forme de lentilles de taille centimétrique. Les argiles sont fréquentes également en nodules de différente taille dans les parties supérieure des bancs gréseux.

- **Interprétation :** Les niveaux argileux sont le résultat de la décantation des sédiments en suspension alimenté par les venues turbiditiques ou par le processus de floculation lors de l'affaiblissement du courant de turbidité (Lowe, 1982). Les argiles grisâtres foncées sont considérées comme des hémipélagite. Les nodules d'argiles fréquentes dans les sommets des bancs gréseux, résultent aussi même de la floculation des argiles en suspension mais au moment de la sédimentation des grès (courant turbulent).

Les niveaux argileux correspond au terme T_c de la séquence de Bouma (1962).

3. Facies III : Silts (Fig. 48D).

- **Description** : il se présente sous forme de petits niveau de taille millimétrique à centimétrique parfois lenticulaire alterné avec l'argile. Il est de couleur blanchâtre à grisâtre. C'est un facies fréquent dans les inter-bancs gréseux parfois présentant des lamination convolutées. Ces sédiments se déposent lors de l'affaiblissement du courant de turbidité par le processus de décantation ou par la remobilisation par les courants du fond océanique.

- **Interprétation** : Ce type de facies est mis en place probablement par remobilisation des sédiments fin par les courant des de faible énergie. (Stow & al, 1996)

Facies IV (Argile/grès) (Fig. 48E).

- **Description** : Cette association est fréquente dans la partie sommitale de la coupe de la « Forêt des Cèdres ». Elle est représentée par une alternance de banc de 5-60cm d'épaisseur de grès moyen à fin avec niveau argileux de 5-50cm d'épaisseur. Les grès présentent des figures de charge load casts (Fig. 32E, F), des flutes casts (Fig. 14A) à la base et des rides de courant au sommet, parfois marqués par des slumps. La semelle des niveaux gréseux est très riche en ichnofossiles (Fig. 42)

- **Interprétation** : Cette association de facies est interprété comme le résultat d'un courant turbiditique de moyenne à faible intensité associé à des venu hémipélagiques (Stow et al., 1996). Cette association de facies montre la présence des séquences non complètes de Bouma représentées essentiellement par les termes suivants : T_{ace} , T_{ac} , T_e .

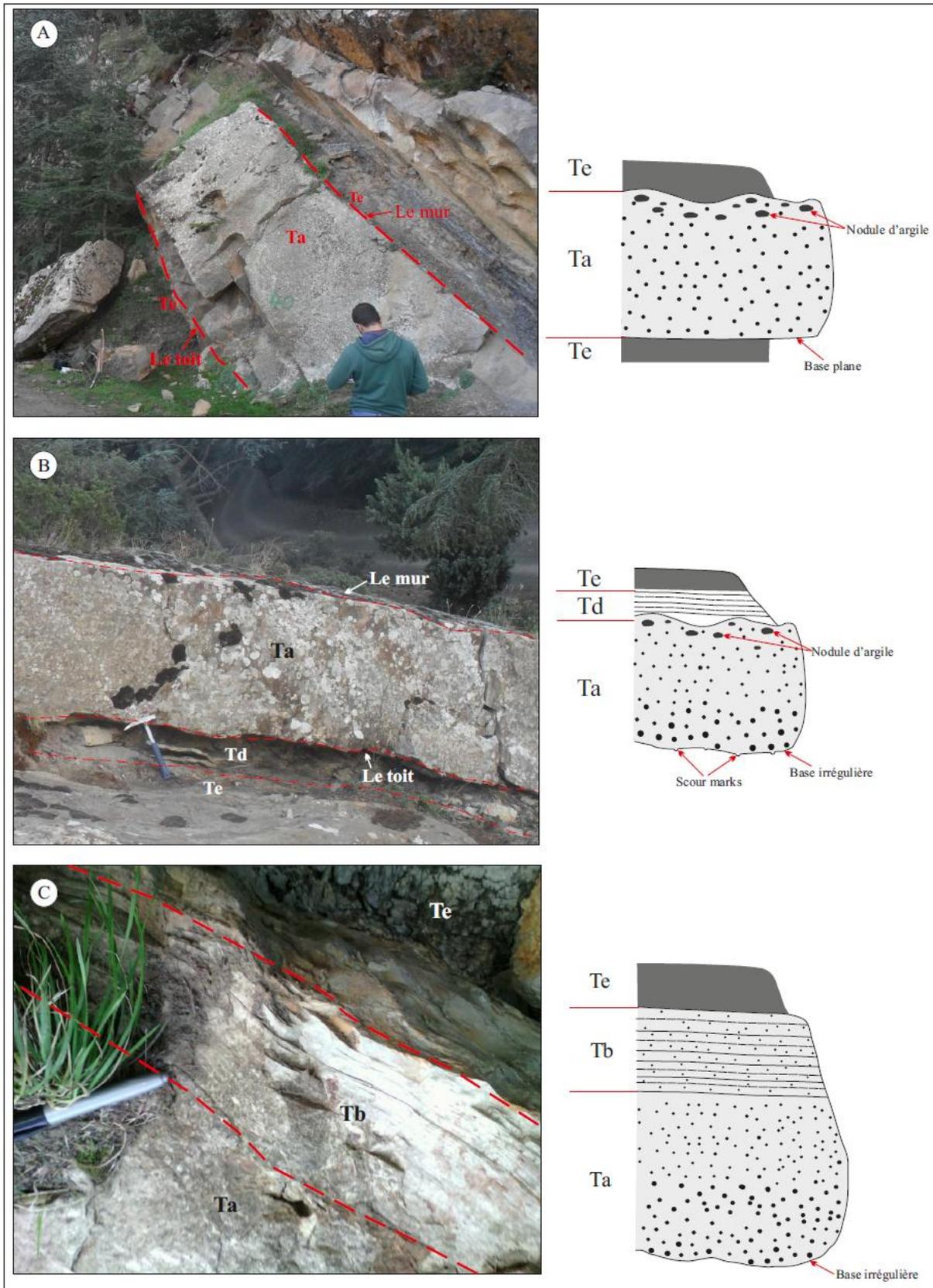


Fig. 47: Planches photographiques montrant les principales séquences observées dans la coupe de la Forêt des Cèdres. (A) : Grès massif, (B, C) : Grès granoclassé.

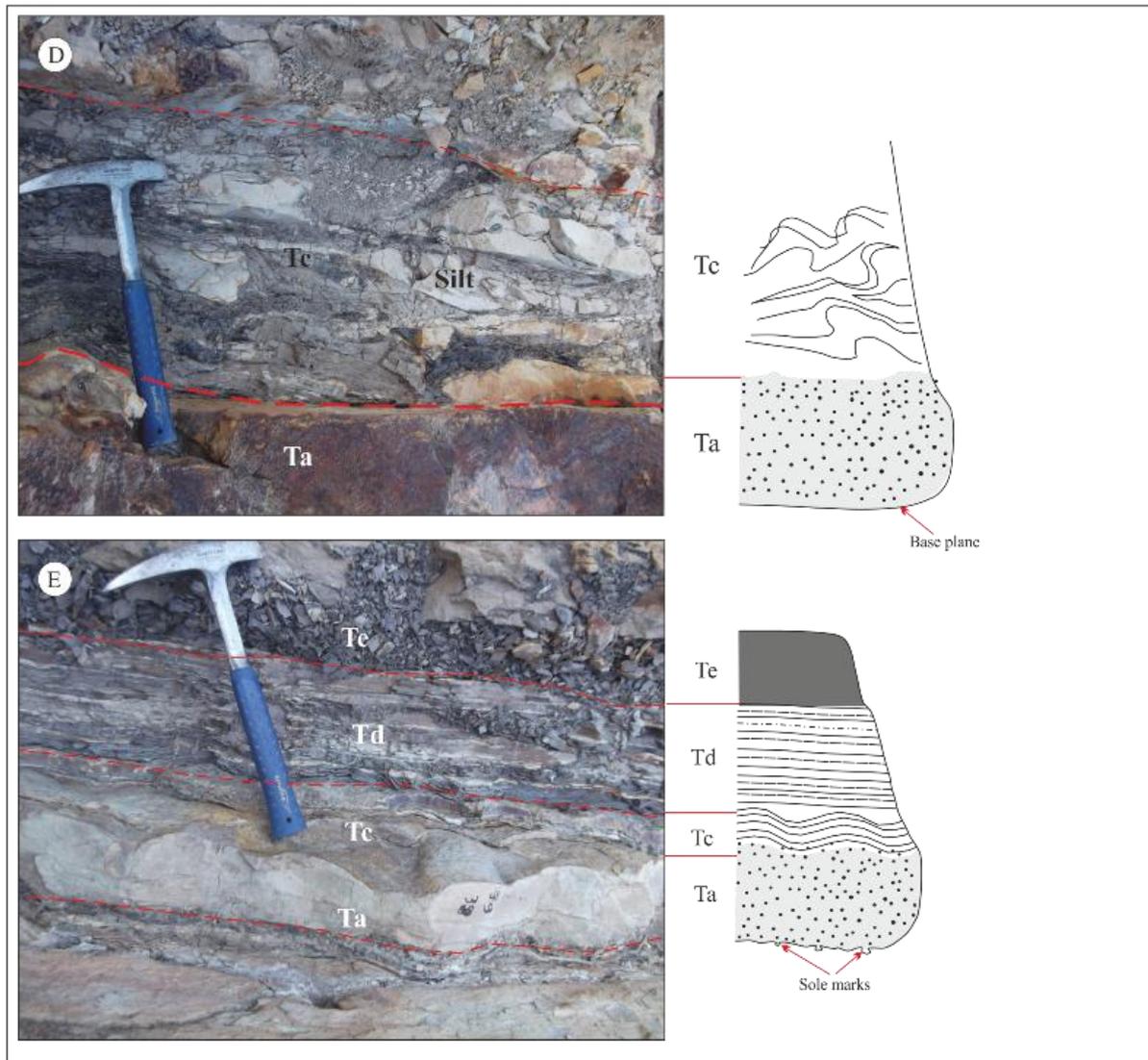


Fig. 48: Planches photographiques montrant les principales séquences observées dans la coupe de la Forêt des Cèdres. Silt, (E): Alternance Grès/Argile.

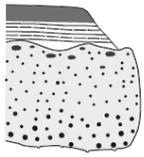
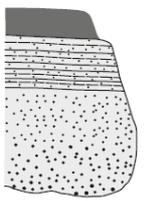
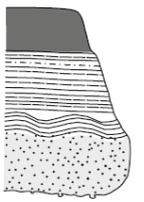
Structures Séquence													
A 		X			X					X	X	X	
B 	X	X	X	X	X	X		X	X				X
C 			X	X		X		X					X
D 					X		X		X			X	

Fig. 49 : Principales séquences élémentaires et figures sédimentaires associés dans la coupe de la Forêt des cèdres

Figurés utilisés:

- | | | | |
|---|----------------------------|---|------------------|
|  | Nodule d'argile |  | Groove cast |
|  | Bioturbation |  | Ripples marks |
|  | Slump |  | Flute cast |
|  | Déformation hydroplastique |  | Gutter cast |
|  | Load cast |  | Base plane |
|  | Lamination Parallèle |  | Base irrégulière |
|  | Granoclassement positif | | |

IV- CONCLUSION ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS :

L'étude sédimentologique des flyschs Numidiens de l'Oaursenis oriental d'âge Oligocène ("Forêt des Cèdres" Théniet El Haad, Tissemsilt) est consacrée à l'étude des structures sédimentaire, traces fossiles et l'étude pétrographique des lames mince.

De point de vue lithologique, on distingue une multitude de faciès : grès, argile, silt. Ces dépôts sont mis en place probablement par des flux turbiditiques qui s'organisant en séquence tronquée ou rabougries de Bouma (1962).

Les données sédimentologiques recueillies montrent deux associations de faciès ; (i) la première caractérisée par l'empilement des bancs de grès stratocroissants sans structure interne. Ces critères favorisent l'idée d'une mise en place par un courant érosif, turbiditique hyperconcentré. Ces bancs gréseux sont riches en structures d'échappement de fluide et de déformations hydroplastiques et de nodules d'argile ce qui témoigne d'une sédimentation rapide et turbulente dans un milieu instable affecté par des mouvements tectonique. Cette association ne recèle aucune trace fossile ce qui est dû probablement aux conditions de sédimentation défavorables causé par le taux élevé de sédimentation ou par l'intensité érosive du courant. Cette configuration ressemble typiquement au remplissage des chenaux "Channel-fill deposits" du cône sous-marin (Mutti et Ricci Lucchi, 1972, 1975). (ii) La deuxième association caractérisé par la présence de bancs gréseux granoclassés à base ravinante s'organisant en Ta de Tae de Bouma (1962) et des argiles silteuses admettant des niveaux de grès fins riche en traces fossiles s'organisant en Tace, Tac, Te de Bouma (1962). Les bancs gréseux sont très riches en structures d'érosion de base de bancs ce qui témoigne de l'intensité érosive du courant « sand rich », les figures de charge reflètent un flux sédimentaire important et brutal. Cette association montre des faciès de remplissage des chenaux "Channel-fill deposits" (Mutti et Ricci Lucchi, 1972, 1975) associés avec des dépôts de débordement des chenaux (inter-chenal) intercalé par des vases hémipélagiques (Stow et al., 1996).

L'étude pétrographiques des lames minces effectués sur des échantillons de grès de la coupe de la "Forêt de Cèdres" révèle la présence des grains de quartz hétérométriques subarrondis à subanguleux ce qui le qualifie d'un grès mature. La fréquence des contacts suturés entre les grains implique un stage très avancé de diagenèse des grès généré par des contraintes tectoniques. La présence des cristaux du quartz polycristallins à limites engrenées et des grains de quartz monocristallins impliquent une origine mixte, métamorphique et magmatique du matériel détritique.

Les traces fossiles de la coupe de "Forêt des Cèdres" sont représentées par six ichnotaxon. Ils comprennent *Ophiomorpha annulata*, *O. rudis*, *Gordia arcuata*, *Helminthoidichnites isp.*, *Planolites isp.*, Et *Thalassinoides isp.* Ces traces fossiles sont dominées par des traces de pâturage (Pascichnia), telles que *Helminthoidichnites* et *Gordia arcuata*, qui se représentent sur les semelles des niveaux de grès fins. Les ichnofossiles restants sont représentés par *fodinichnia* et la *dominichnia* (*Ophiomorpha rudis*, *Thalassinoides isp.* Et *Planolites*). La majorité de traces fossiles trouvées dans la coupe de la "Forêt des Cèdres" sont considérés comme des traces de pré-dépôts, formés par l'organisme avant les venus turbiditiques. La majorité des traces fossiles disparaissent à l'arrivée des dépôts de massif turbiditique.

Les traces fossiles de la coupe de la "Forêt des Cèdres" forment deux ichnoassemblages: (i) Les *Planolites-Helminthoidichnites-Gordia arcuata* (ii) *Ophiomorpha annulata-O. rudis-thalassinoides*. Le premier ressemble aux ichnofacies *Mermia*, typiques des dépôts d'eau douce. Toutefois; Un ichnoassemblage similaire a été enregistré dans les rythmites de marée estuarienne du Carbonifère supérieurs du Kansas (Buatois et al., 1997, 1998, Mángano et Buatois, 2004) ainsi que dans des dépôts détritiques de l'Alabama (Rindsberg et Kopaska-Merkel, 2005) et dans des deltas lacustres (Melchor et al., 2003). Ces traces fossiles sont également observées dans des dépôts d'eau profonde (Książkiewicz, 1977; Fan & Gong, 2016) et dans des dépôts marins de prodelta (Demircan et Uchman, 2015).

L'*Ophiomorpha annulata-O. Rudis-Thalassinoides isp.* est très proche de l'ichnosubfacies à *Ophiomorpha rudis* de l'ichnofacies à *Nereites*. Ces traces fossiles ont été enregistrées notamment dans des dépôts marins profonds (Książkiewicz, 1977; Uchman, 19919) dans des dépôts de cône détritique sous-marin moyen (inter-channel/inter-lobe facies) (Uchman, 2009). La présence de trace de fossiles de ce type (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*) est couramment expliquée comme un effet du transport accidentel par des courants marins peu profonds vers environnement profond (Crimes, 1977; Wetzel, 1984).

Les trace-fossiles de la coupe de "Kef Mahmoud" sont représenté par seul ichnotaxon : "*Ophiomorpha*" *recta* qui est abondant dans les argiles versicolores trouvées à la base de la coupe de Kef Mahmoud. La partie supérieure, principalement gréseuse, ne montre aucune trace fossile.

Chapitre IV
Conclusions générales

Conclusions générales

CONCLUSIONS GENERALES

Les dépôts des flyschs Numidiens de l'Ouarsenis oriental d'âge Oligocène dans la "Forêt des Cèdres" qui se trouvent à Théniet El Haad (Tissemsilt) correspondent à une sédimentation détritique ou silicoclastique. Ces dépôts ont un caractère rythmique répétitif marqués par une alternance de bancs gréseux et des niveaux argileux parfois silteux.

La coupe étudiée a été subdivisée en deux ensembles : l'ensemble inférieur représenté par une alternance rapprochée de bancs gréseux stratocroissants et des niveaux d'argiles verdâtres à grisâtres parfois silteuses. Cet ensemble est dominé par les dépôts gréseux. Ils sont marqués par des figures d'érosion, de déformations hydroplastiques et également des déformations organiques (traces fossiles). Cet ensemble est clôturé par une barre gréseuse plurimétrique bien en saillie. L'ensemble supérieur représenté par une alternance dilatée de bancs gréseux et des niveaux d'argiles grisâtres d'épaisseur décimétrique. Les niveaux gréseux sont marqués à la base par des figures de charge "*Load casts*" et des rides de courant à la surface.

L'étude lithologique de la coupe de la "Forêt des Cèdres", a révélée la présence d'une variété de litho-facies : grès, argile, silt. Ces dépôts sont mis en place probablement par des flux turbiditiques qui s'organisent en séquence tronquée ou rabougries de Bouma (1962).

Les données sédimentologiques recueillies montrent deux associations de faciès ; (i) la première caractérisée par l'empilement des bancs de grès stratocroissants sans structure interne. Ces critères favorisent l'idée d'une mise en place par un courant érosif, turbiditique hyperconcentré. Ces bancs gréseux sont riches en structures d'échappement de fluide et de déformations hydroplastiques et de nodules d'argiles ce qui témoigne d'une sédimentation rapide et turbulente dans un milieu instable affecté par la tectonique. Cette association ne recèle aucune trace fossile ce qui est dû probablement aux conditions de sédimentation défavorables causées par le taux élevé de sédimentation ou à la forte érosion par le courant. Cette configuration ressemble typiquement au remplissage des chenaux "Channel-fill deposits" du cône sous-marin (Mutti et Ricci Lucchi, 1972, 1975). (ii) La deuxième association caractérisée par la présence de bancs gréseux granoclassés à base ravinante s'organisant en Tade Taede Bouma (1962) et des argiles silteuses admettant des niveaux de grès fins riches en traces fossiles s'organisant en Tace, Tac, Te de Bouma (1962). Les bancs gréseux sont très riches en structures d'érosion de base de bancs ce qui témoigne de l'intensité érosive du courant "*Sand rich*". Les figures de charge reflètent un flux sédimentaire important

Conclusions générales

et brutal. Cette association montre des faciès de remplissage des chenaux "*Channel-fill deposits*" (Mutti et Ricci Lucchi, 1972, 1975) associés avec des dépôts de débordement des chenaux (inter-chenal) intercalé par des venus hémipélagiques (Stow *et al.*, 1996).

L'étude pétrographique des lames minces effectués sur des échantillons de grès de la coupe de la "Forêt des Cèdres" révèle la maturité de cette roche avec la présence des grains de quartz hétérométriques subarrondis à subanguleux ce qui signifie le long transport de ces éléments. La fréquence des contacts suturés entre les grains implique un stage très avancé de diagenèse des grès générés par des contraintes tectoniques. La présence des cristaux du quartz polycristallins à limites engrenées et des grains de quartz monocristallins impliquent une origine mixte, métamorphique et magmatique du matériel détritique.

L'étude ichnologique de la "Forêt des Cèdres" nous a fourni six ichnotaxon. Ils comprennent *Ophiomorpha annulata*, *O. rudis*, *Gordia arcuata*, *Helminthoidichnites isp.*, *Planolites isp.*, et *Thalassinoides isp.* Ces traces fossiles sont dominées par les traces de pâturage (Pascichnia), telles que *Helminthoidichnites* et *Gordia arcuata*, qui se représentent sur les semelles des niveaux de grès fins. D'autres ichnofossiles sont représentés par *fodinichnia* et *dominichnia* (*Ophiomorpha rudis*, *Thalassinoides isp.*, *Planolites*). La majorité de traces fossiles trouvées dans la coupe de la "Forêt des Cèdres" sont considérées comme des traces de pré-dépôts, formés par l'organisme avant les venus turbiditiques. La majorité des traces fossiles disparaissent à l'arrivée des dépôts turbiditique.

Les ichno-fossiles de la coupe de la "Forêt des Cèdres" forment deux ichno-assemblages: (i) Les *Planolites* – *Helminthoidichnites* - *Gordia arcuata* (ii) *Ophiomorpha annulata*- *O. rudis*-*thalassinoides*. Le premier ressemble aux ichnofacies à *Mermia*, typique des dépôts d'eau douce. Toutefois, un ichno-assemblage similaire a été enregistré dans les rythmites de marée estuarienne du Carbonifère supérieurs du Kansas (Buatoiset *al.*, 1997, 1998, Mángano et Buatois, 2004) ainsi que dans des dépôts détritiques de l'Alabama (Rindsberg et Kopaska-Merkel, 2005) ainsi dans des deltas lacustres (Melchoret *al.*, 2003). Ces traces fossiles sont également observées dans des dépôts d'eau profonde (Książkiewicz, 1977; Fan & Gong, 2016) et dans des dépôts marins de prodelta (Demircan et Uchman, 2015). L'*Ophiomorpha annulata* - *O. Rudis*-*Thalassinoides isp.* sont très proche de l'ichnosubfacies à *Ophiomorpha rudis* de l'ichnofaciès à Nereites. Ces traces fossiles ont été enregistrées notamment dans des dépôts marins profonds (Książkiewicz, 1977; Uchman, 1991) dans des dépôts de cône détritique sous-marin moyen (inter-channel/inter-lobe facies) (Uchman, 2009).

Conclusions générales

La présence des ichno-fossiles de ce type (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*) est couramment expliquée comme un effet du transport accidentel par des courants marins peu profonds vers l'environnement profond (Crimes, 1977; Wetzel, 1984).

Les trace-fossiles de la coupe de "Kef Mahmoud" sont représenté par un seul ichnotaxon : *Ophiomorpha recta* qui est abondant dans les argiles versicolores trouvées à la base de la coupe de Kef Mahmoud. La partie supérieure, principalement gréseuse, ne montre aucune trace fossile.

L'étude des données courantologiques par des figures sédimentaires directionnelles montrent atteste la provenance du matériel détritique, est septentrionale.

TABLE DES MATIERES

Avant propos	I
Résumé	II
Abstract	II

CHAPITRE I : GENERALITES

I- INTRODUCTION.....	1
1-Définition	1
2- Affleurement	1
3- Caractéristiques spécifique du "Facies Numidien" et problématique	1
II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE REGIONAL	2
1- Le domaine tellien	2
2- Les Hautes-Plaines et les Hauts-Plateaux.	2
3- L'Atlas saharien	2
4- Le Sahara ou la plate forme saharienne.	3
III- SITUATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE	5
IV- CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL DE L'OUARSENIS	5
1- Paléozoïque	7
2- Mésozoïque	7
3- Cénozoïque	7
4- Le Quaternaire.....	8
V- CONTEXTE STRUCTURALE	10
1. situation du domaine tellien dans les maghrebides	10
2. structuration de l'ouarsenis dans le domaine tellien.....	11
3. les phases tectoniques.....	12
4. les unités structurales.....	12
4.1. Subdivision de Mattauer (1958).	12

a- L'autochtone	12
b- Le complexe A	12
c- L'allochtone (Nappe B)	12
d- L'allochtone (Nappe C)	13
4.2. Les subdivisions de Polvêche (1960)	13
VI- METHODE DE TRAVAIL ET OBJECTIFS	14
1- Méthode du travail	14
2- Objectif du travail	15
VII- HISTOIRE GEOLOGIQUE DU NUMIDIEN EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE	15
1. L'époque autochtoniste	15
2. L'époque nappiste	16
3. L'époque "plaquiste"	17

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

I- ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	19
1- Localisation du secteur d'étude	19
2- Description lithologique de la coupe de la "Forêt des Cèdres"	19
a- Ensemble inférieur : Alternance rapprochée de Grès/Argile silteuse	20
b- Ensemble supérieur : Alternance dilatée de Grès/Argile	20
3- Description lithologique de la coupe de Kef Mahmoud	23
II- CONCLUSION	25

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE

I- INVENTAIRE ET ETUDES DES ACCIDENTS DE LA SEDIMENTATION	30
1. Structures sédimentaire hydrodynamiques	30
1.1. Structures sédimentaire d'érosion	30
1.1.1. Les sole-marks	31
a- les structures d'érosion de type « scour marks »	31

b- les structures d'érosion de type « tool marks »	39
1.1.2. Les structures à petite-échelle observées sur la surface supérieure de stratification	42
1.2. Structures sédimentaire de dépôt.....	43
2. Structures de déformation des sédiments souples	47
2.1. Les structures de contournement	48
a- Les structures en traversins	48
2.2. Figures de charge.....	49
2.2.1. Load Casts	49
a- Load casts à petite échelle	49
b- Load casts à grande échelle	49
2.2.2. Structure en flamme	51
2.3. Structures d'échappement d'eau.....	52
2.4. Structures de déformation hydroplastique	54
3. Structures particulières	56
3.1. <i>Frondescent marks</i>	56
3.2. Structure ressemblant à des <i>flutes</i> asymétriques	58
3.3. Structures de déformation des sédiments souple ressemblant à des load casts géants	60
4- Description des traces fossiles	62
II- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAMES MINCES.....	68
III- PRINCIPAUX FACIES RENCONTRES ET ORGANISATION SEQUENTIELLE	72
IV- CONCLUSION ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT.....	79

CHAPITRE IV : CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.....	80
LISTE DES PLANCHES.....	83
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	86

LISTE DES PLANCHES

Fig.1- Répartition des principaux affleurements des "flyschs Numidiens" dans la Méditerranée (Hoyez, 1989).....	1
Fig. 2- Les grands domaines d'origine alpine en Méditerranée occidentale (Durand-Delga, 1969), Refaite	4
Fig. 3- Situation géographiques de l'Ouarsenis (<i>in Benhamou, 1996 modifié</i>)	5
Fig. 4- Tableau montrant la série synthétique du bassin de l'Ouarsenis (sans échelle)	6
Fig. 5- Extrait de la carte géologique de l'Ouarsenis oriental 1/200 000 (MATTAUER, 1958) Montrant la région d'étude	9
Fig. 6- Schéma structural de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale montrant les différents domaines (De Lamotte <i>et al</i> , 2000)	10
Fig. 7- Situation structurale de l'Ouarsenis (<i>in Benhamou, 1996</i>)	11
Fig.8 - Les unités structurales de l'Ouarsenis (d'après Mattauer, 1958 ; Benhamou, 1996, modifiée)	14
Fig. 09 : Localisation des coupes lithologiques levées. (Extrait de la carte topographique de BOHARI, Echelle : 1/250 000)	19
Fig. 10 : Lithostratigraphie de la formation étudiée dans le secteur de la Forêt des Cèdres. ..	27
Fig. 11: Lithostratigraphie de la formation étudiée dans le secteur de Kef Mahmoud.....	29
Fig. 12- Contre-empreintes de marques en croissant (<i>crescent-casts</i>) à la semelle d'un banc de grès quartzitique	31
Fig. 13- Schéma montrant le mode de formation des figures d'obstacle (Collinson <i>et al.</i> , 2006).	32
Fig. 14- Figures montrant des <i>flutes casts</i> de petite taille	33
Fig. 15- Figures montrant des <i>flutes casts</i> de grande taille	33
Fig. 16- Schéma montrant le mode de formation des flutes casts (Stow DAV, 2005)	34

Fig. 17- (A) Photographie panoramique des <i>mud ripples</i> , (B) Noter l'asymétrie des mud ripples	35
Fig. 18- Formes de flutes observées en plan (d'après Allen 1971).....	35
Fig. 19- Photographie montrant des structures en gouttière à la base d'un banc de grès massif	36
Fig. 20- Schéma montrant le mode de formation gouttières d'érosion (<i>gutter casts</i>) (<i>in Devleeschouwer, 2008</i>).....	37
Fig. 21- Figures montrant des contre-empreintes de structures de ruissellement marquant la base d'un banc de grès fin d'une faible épaisseur	38
Fig. 22- Photographie montrant la structure de <i>furrow and ridge</i> marque la semelle d'un banc de grès dans la coupe de la "Forêt des Cèdres"	39
Fig. 23- Schéma montrant le mode de formation des figures de <i>furrow and ridge</i> (Stow DAV, 2005).....	40
Fig. 24- Grooves castes	41
Fig. 25- Schéma montrant le mode de formation des groove casts (<i>in Xavier Devleeschouwe, 2008</i>)	42
Fig. 26- Semelle d'un banc mince de grès fin silteux montrant des laminations horizontales.	44
Fig. 27- Les rides de courant.....	45
Fig. 28 : La morphologie des rides asymétriques formé au dela de l'influence de vagues reliés à la profondeur et la vitesse du courant. (Allen, 1968 ; <i>in Collinson, 2006</i>).....	45
Fig. 29- (A) Stratification Lenticulaire : (A') noter le détail du passage progressif des lentilles connectées en lentilles isolées. (B) Photographie et illustration (B') des structures <i>Wavy bedding</i>	46
Fig. 30- variétés de sédimentation mixte d'argile/sable (d'après Reineck & Singh 1973, <i>in Collinson, 2006</i>).....	47
Fig. 31- (A) Photographie de structure en masse de grès isolés séparé par un niveau irrégulier de marne et illustration (A)	48
Fig. 32- (A) drop load casts, (C) Load casts, (B) et (D) sagging load casts, (E) et (F) load casts à petite échelle.....	50
Fig. 33- Schéma, montrant les déformations de sédiments souples en fonction de gradient de liquéfaction (<i>modifié d'après Anketell et al., 1970 et Alfaro et al., 1997</i>).	51
Fig. 34- (A) structures en Flamme, (A') détail de (A).....	51

Fig. 35- (A) structures d'échappement des fluide verticalement, (B) structures d'échappement des fluide latéralement	53
Fig. 36 : scénario expérimental de la formation des structures d'échappement de fluide (<i>pillar structures</i>).....	54
Fig. 37- (A) photographie panoramique de la déformation hydroplastique marquant la semelle du banc massif, épais de grès	55
Fig. 38- (A) Montre la disposition des frondescant casts sur la semelle de ce banc de grès, (B) Noter la divergence des crénules, (C) Montre la forme arborescente des frondescant casts. ..	57
Fig. 39- (A) photographie panoramique des structures ressemblant au <i>flute</i> asymétrique, (B) schéma explicatif de (A), (C) structure obtenu expérimentalement par Dzulynski (1965) qualifié de <i>flute</i> asymétrique.. ..	59
Fig. 40- (A) photographie panoramique des structures ressemblant au <i>Load casts</i>	61
Fig. 41- Traces fossiles de la coupe de "la Forêt des Cèdres"	64
Fig. 42- Traces fossiles des coupes de la "Forêt des Cèdres" et de "Kef Mahmoud"	67
Fig. 43 : Microphotographies montrant le microfacies MF1	68
Fig. 44 : Microphotographies montrant le microfacies MF2	69
Fig. 45 : Microphotographies montrant le microfacies MF3	70
Fig. 46 : Microphotographies montrant le microfacies MF4	71
Fig. 47: Planches photographiques montrant les principales séquences observées dans la coupe de la Forêt des Cèdres (A) : Grès massif, (B, C) : Grès granoclassé	75
Fig. 48: Planches photographiques montrant les principales séquences observées dans la coupe de la Forêt des Cèdres. Silt, (E): Alternance Grès/Argile	76
Fig. 49 : Principales séquences élémentaires et figures sédimentaire associés dans la coupe de la "forêt des cèdres".....	77

AIGNER, T., AND FUTTERER, E. (1978). – Kolk – tpe und – Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk – Anzger für wattermeer?: Neues Jahrbuch für geologie und palaontologie Abhandlungen, v. 156, p. 285-304.

AIGNER, T. (1978) – Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Lecture notes in earth sciences series vol. 3. Viii+174pp. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: *Springer-Verlag; Price DM32 (soft cover)*. ISBN 3 5401 5231 8.

ALFARO, P., MORETTI, M., SORIA, J. M. (1997). – Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geol. Helv.* 90, 531-540.

ALLEN, J. R. L. (1968). – Current ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion: *North Holland Pub., Amsterdam*, 433 p.

ALLEN, J. R. L. (1971). – Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance. *Sediment. Geol.*, 5: 167-385.

ALLEN, J. R. L. (1982) – Sedimentary structures: Their character and physical basis, v. 1-2: *Elsevier, Amsterdam, Pages 167-385*.

ALLEN, J. R. L. (1985). – Principles of Physical Sedimentology, *Unwin-Hyman, London*.

ALLEN, P. A., ALLEN J. R. L. (1990). – Basin Analysis: Principles and Applications, *Blackwell Science, Oxford*.

ALLEN, P. A. (1997). – Introduction to Earth Surface Processes, Blackwell Science, Oxford.

ALVAREZ W. (1974) - Sardinia and Corsica: one microplate or two *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, 4p.

ANDRIEUX, J. (1971). – La structure du Rif Central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Notes et Mémoires du Service*, Royaume du Maroc, no 235.

ANKETELL, J. M., CEGLA, J., DZULINSKY, S. (1970). – On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 1 (XL), 3-30.

ARCHER, A. W., MAPLES, C. G. (1984). – Trace fossil distribution across a marine-to-nonmarine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. - *Journal of Paleontology.*, 58: 448-466.

AUBERT, F. (1891). – Note sur la géologie de l'extrême Sud de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, 19, p. 408-413, Paris.

AUZENDE, J. M., BONNIN, J., OLIVET, J. (1973). – The origin of the Western Mediterranean basin. *Journ. Geol. Soc.*, vol. 129, p. 607-620.

BASU, A., YOUNG, S. W., SUTTNER, L. J., JAMES, W. C., MACK, G. H. (1975) - Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Jour. Sed. Petrology.*, 45: 873-882.

- BENHAMOU, M. (1996).** – Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys Maghrébine : l'Ouarsenis(Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen. *Thèse Doct. d'Etat, Univ. Oran*, 434 p. 139 fig., 27 pl.
- BENYOUCEF, M. (2006).** – Les flyschs albo-aptiens de l'Ouarsenis oriental (Algérie du Nord): Aspect sédimentologique et reconstitution paléogéographique. *Mém. Magist., Univ. Oran*, 163 p., 52 fig.
- BHATTACHARYA, H. N. AND S. BANDYOPADHYAY. (1998).** – Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India. *Sed. Geol.*, 199, 239-252.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J., LE PICHON, X. (1977)** – From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system. *J.F.Pa*, projet noL31 74 016.
- BLAYAC, J. (1912).** – Geological sketch of Seybouse Basin and some neighboring regions. *Bull. Serv. Map Geo. Algeria. Vol. 2, No. 6.*
- BLUMENTHAL, M. (1930).** – Beitrage zur Geologie der betischen Cordielleren beiderseits des Rio Guadalhorce. *Ecl. Geol Helv.*, 20 : 41-294.
- BOGGS, S. (2009)** – Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, Second edition.
- BOUILLIN, J. P., DURAND DELGA, M., GELARD, J.P., LEIKINE, M., RAOULT J.P., RAYMOND, D., TEFIANI, M., VILA, J. M. (1970).** – Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, p. 2249-2252.
- BOUILLIN, J. P., RAOUL, J. F. (1971).** – Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs, le Numidien peut-il être néo-autochtone. *Bull. Soc. Géol. France*, 13 (3-4), pp. 338-359., 8 fig.
- BOULVAIN, F. (2013).** – Géologie générale. Du minéral aux géosphères. *Ellipses (Technosup), Paris*, 236 pp.
- BOUMA, A. H. (1962).** – Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier, Amsterdam*.
- BOUILLIN, J. P., RAOULT, J. F. (1971).** – Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être un néo-autochtone ? *Bull.Soc.séol.de France (7) XIII*, n 03-4, p.338-362.
- BRODZIKOWSKI, K., GOTOWANA, R., HALUSCZAK, A., KRZYSZKOWSKI, D., VAN LOON, A. J. (1987).** – Soft sediment deformations from glaciodeltaic, glaciolacustrine and fluviolacustrine sediments in the Kleszczow Graben (central Poland). In: M. E. Jones and R.M.F. Preston (Editors): Deformation of sediments and sedimentary rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 29; 255-267.
- BRODZIKOWSKI, K., VAN LOON, A. J., (1987).** – Atlas of Soft-sediment Deformations. Springer, Berlin (in press).

- BROMLEY, R. G. (1996).** – Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications, 2nd edition. Chapman and Hall, London, 361 pp. Curran, H.A. (Ed.) (1985). Biogenic Structures: Their Usefulness in Interpreting Depositional Environments, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 35*, 347 pp.
- BROQUET, P., CAIRE A., DUEE, G., MASCLE, G., TRUILLET, R. (1967).** – Excursion géologique en Sicile. Livret-guide d'excursion.
- BROQUET, P. (1968b).** – Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). *Thèse. fac. Sc. U*, 797 p., 242 figs, 31 pl., 1 carte.
- BROQUET, P. (1972).** – Les grands traits de l'évolution stratigraphique, paléogéographique et structurale de la chaîne des Madonies (Sicile). *24 th .I. G .C. Montreal, section 6*, p.247-256
- BUATOIS, L. A. & MANGANO, M. G. (2004).** – Animal-substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. In: McIlroy, D. (Ed.), The application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis, *Geological Society, London, UK, Special Publication*, 228, pp. 311–333.
- BUGNICOURT, D., DALBIEZ, F., DUFAURE, P. (1969).** – Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain. *Bull. Soc. géol. de France*, 7, 1, p. 583-587.
- CAIRE, A. (1951).** – Structure et évolution de la zone bub-bibanique dans la région de Mansourah-les-Biban (département de Constantine). *Bull. Soc.Géol.France, 6^{ème} série*, t. 1 ; p.721-734.
- CAIRE, A. (1957).** – Etude géologique de la région des Bibans (Algérie). *Bull. Serv. Carte. Géol.Algérie, Alger, n° sér., n° 16*, 2 vol., 818 p.
- CAIRE, A. (1970).** – Sicily in its Mediterranean setting. Geology and history of Sicily, *Petrol, Expl. Soc. Libya*, p.145-170.
- CHAMBERLAIN, C. K. (1971).** – Morphology and ethology of trace fossils from the Quachita Mountains, southeast Oklahoma. *Journal of Paleontology*, 45, 212–246.
- CHAMLEY, H. (2000).** – Base de sédimentologie. *Dunod (édit). Paris, France*. 178 p.
- CHERIF, A. (2009).** – Le Crétacé inférieur d'Aïn El Hadjela : biostratigraphie et dynamiquesédimentaire (Ouarsenis, Algérie occidentale). *Mém. Mag., Univ. Oran*, 108 p., 41 fig., 8 pl.
- CLARKE, J. M. (1917).** – Strand and undertow markings of Upper Devonian times as indication of the prevailing climate. *New York State Mus., Bull.* 196, 199-210.
- COJAN I., THIRY M. (1992).** – Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and Aeolian coastal sands (Paris Basin) Tectonophysics. 206, p. 79-89.
- COLLINSON, J. D., THOMPSON, D. B. (1989).** – Sedimentary structures, *2nd ed.:* *Chapman and Hall*, London, 207 p.
- COLLINSON, J. D., MOUNTNEY, N. P., THOMPSON, D. B. (2006).** – Sedimentary structures. *3rd ed.*

- COUTELLE, A. (1971).** – Les flyschs du flanc sud du Djurdjura. Composition, relations structurales et position paléogéographique. *Bull. Serv. géol. Algérie*, 41, p.7-18.
- CRIMES, T. P., HARPER, J. C. (eds.). (1977).** – Trace fossils 2: *Steel House Press, Liverpool*, 351 p.
- CROWELL, J. C. (1955)** – Directional-current structures from the Pre-alpine Flysch, Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 66, 1351-1384.
- DALLONI, M. (1913).** – L'Oligocène marin et sa faune en Algérie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.156, n° 22, pp.1711-1713.
- DALLONI, M. (1916).** – Les terrains oligocènes dans l'ouest de l'Algérie. *Bull. Soc. géol. France* (4), t. XVI, p. 97-126.
- DARESTE DE LA CHAVANNE, J. (1910).** – La région de Guelma. Etude spéciale des terrains tertiaires. *Bull. Serv. carte Géol. Algérie, 2^{ème} série, stratigraphie*, n05.
- DAVENPORT, C. A., RINGROSE, P. S. (1987).** – Deformation of Scottish Quaternary sediment sequences by strong earthquake motion. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 29, 299-314.
- DAWSON J. W. (1855).** – On the fossils of the genus *Rusophycus*. - *Canadian Natural., N. ser.*, 1, 363-367.
- DELEAU, P. (1938).** – Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskoutine et du col des oliviers. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 14.
- DEMIRCAN, H., UCHMAN. A., (2015).** – Ichnology of prodelta deposits of the Mezardere Formation (late Eocene – early Oligocene) in the Gökçeada Island, western Turkey. *Geodinamica Acta.*, 14p
- DEMOULIN, A. (1996).** – Clastic dykes in east Belgium: evidence for Upper Pleistocene strong earthquakes west of the Lower Rhine rift segment. *J. Geol. Soc.*, 153, 803-810.
- DE GIBERT, J. M., FREGENAL-MARTI'NEZ, M. A., BUATOIS, L. A., MÁNGANO, M. G. (2000).** – Trace fossils and their palaeocological significance in Lower Cretaceous lacustrine conservation deposits, El Montsec, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 89–101.
- DERCOURT, J. (1985).** – Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias A l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, nos, p.637-652.
- DEVLEESCHOUWER, X. (2008).** – Cours de Sédimentologie (GEOL-F-204) : Structures sédimentaires. *Université libre de Bruxelles*. 139 p.
- DEWEY, J. F, PITMAN, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J. (1973).** – Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p.3 137-3180.
- DIDON, J. (1961).** – Existence d'un flysch oligo-miocène dans l'unité d'Arguelles (région d'Estepona, prov. de Malaga, Espagne). *C.R.Somm. S.G.F*, n°10,284 p.

- DURAND DELGA, M. (1969).** – Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Pub. Serv. Géol., Algérie* (Nlle série), *Bull. n°39*, pp. 89-131., 9 fig.
- DZULYNSKI, S. T., M. KSIAZKIEWICZ., KUENEN. PH. H. (1959).** – Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70, 1089-1118.
- DZULYNSKI, ST., SLACZKA, A. (1958).** – Sedymentacja I wskazniki kierunkowe transporta w warstwach Krosnienich (Directional structures and sedimentation of the Krosno beds, Carpathian Flysch). *Ann. soc. geol. Pologne* 28, 205-260 [English; Polish summ.J.
- DZULYNSKI, S., SANDERS, J. E. (1962).** – Current marks on firm mud bottoms. - *Conn. Acad. Art s. Sci. Transactions*, 42. 4. 57- 96.
- DZULYNSKI, S., WALTON, E. K. (1963).** – Experimental production of sole markings. *Tran.s. Edinburgh Geol. Soc.*, 19: 279-305.
- DZULNYSKI, S., WALTON, E. K. (1965).** – Sedimentary features of flysch and greywackes: Developments in sedimentology, v. 7: *Elsevier, Amsterdam*, 274 p.
- FALLOT, P. (1952).** – Sur la partie occidentale de la zone marno-schisteuse du Rif. *Espagnol. Alli del V II Conv. Nal. Met, dei Peirolio, Toarmina, SêZ, l , Il p.*
- FAN, R., GONG, Y. (2016).** – Ichnological constraints of palaeoenvironmental and palaeoclimatological features of the middle Palaeozoic Palaeo-Asian Ocean, evidence from the western Junggar, NW China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 459, 1 pp. 209–228
- FENET, B. (1975).** – Recherche sur l'aplanissement de labordure septentrional du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord-maghrébin : les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse Sci., Nice* 301 p.
- FICHEUR, E. (1890).** – Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains Tertiaires. *Thèse Univ., Paris*, 680 p.
- FIEGE KURT. (1942).** – Hilfsmittel zur Erkennung normaler und investor lagering in tektonisch stark gestorten Gebieten.
- FILLION, D., PICKERILL, R. K. (1990).** – Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, 7, 119 pp.
- FISCHER-OOSTER, C. (1858).** – Die fossilen Fucoïden der Schweizer Alpen, nebst Erörterungen über deren geologisches Alter. *Huber, Bern*, (74 pp.).
- FLANDRIN, J. (1948).** – Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull.Serv.Cartegéol, Algérie*, 2°, 19, 334p.
- FREY, R. W., PEMBERTON, S. G. (1984).** – Trace fossil facies model. In Walker R. G. (ed.) Facies model. - *Geoscience. Canada, Reprint Series*, 1, 189-207, 14 fig., 2 tab., Ottawa.
- FREY, R. W., HOWARD, J. D. (1990)** – Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. - *Journal of Paleontology.*, 64, 803-820.

- FRIZON de LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B., BRACENE, R., MERCIER, E. (2000).** – The two main steps of the Atlas building and Geodynamics of West Mediterranean, *Tectonics*, 19,740-761.
- GENTIL, L. (1902).** – Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). *Thèse. Fac. Sc. Pg.*, 536 p.
- GENTIL, L., JOLEAUD, L. (1917).** – Sur l'existence de nappes de charriage dans la région de Bizerte (Tunisie). *C.R.Sc. Paris*, t.165, pp.365-367.
- GENTIL, L., JOLEAUD, L. (1918).** – Les grandes zones tectoniques de la Tunisie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.166, pp.119-121.
- GINGRAS, M. K., PEMBERTON, S. G., SAUNDERS, T. D. A. (2001).** – Bathymetry, sediment texture, and substrate cohesiveness : their impact on Glossifungites trace assemblages at Willapa Bay, Washington. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology*, 169, 1–21.
- GLACON, J. (1962).** – Aperçu sur la géologie et la structure de la région de Sétif (zone nord-sétifienne). *Livre mérn. Prof.P. FALLOT. mém. h.-série Soc, séol. France*, p.615-625.
- GILL, W. D., KUENEN. PH. H. (1958).** – Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. *Quart. J. Geol. Soc. London* 113, 441-460.
- GLACON, J., ROUVIER, H. (1967).** – Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell Sétifien (Algérie). *Publ, Serv.géol. Algérie, nlle série, bull. n°32*.
- GLANGEAUD, L. (1932).** – Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Bull..Serv.Carte. Géol., Algérie, n° 8*.
- GLANGEAUD, L. (1952).** – Observations sur la stratigraphie et la tectonique du Nummulitique nord-algérien. *C.R. somm. Soc. skolran* p.230-232.
- GLANGEAUD, L. (1956).** – Sur la structure des environs de Tablat. *Algérie. C. R. somm. Soc. séol. France*, p.274.
- GLANGEAUD, L., GRANDJACQUET, C., BOUSQUET, J. C., AFCHAIN, C. (1961).** – Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie). *Bull, Soc. skol. France*, 71, III, p. 619-624.
- GOTTIS, C. (1953).** – Stratigraphie et tectonique du "flysch" numidien en Tunisie septentrionale. *C.R.A cad. Sc. Paris*, t.236, p. 1059-1061.
- GOURINARD, Y. (1952).** – Le littoral Oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). *Publ. XIXè Congrès. Géol. Interne, Alger*.
- GUARDIA, P. (1975).** – Géodynamique de la marge alpine du continent Africain d'après l'étude de l'Oranie Nord Occidental. Relation structurale et paléogéographique entre le Rif externe, le tell d'avant pays atlasique. *Thèse. Doct. Sci Naturelles, Nice*, 289 p.
- GUIRAUD, M., PLAZIAT, J. C. (1993).** – Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, **225**, 493-522.

- GURICH, G. (1943).** – Schrägschichtungsbogen und zapfenförmige Fließwülste im Flagstone von Pretoria und ähnliche Verformungen im Quarzit von Kuibis, SWA, dem Schilfsandstein von Maulbronn u. a. *Z. dtsh. geol. Ges.* 85, 652-663.
- HAAF, E. TEN. (1959).** – Graded beds of the northern Apennines. Thesis, Groningen University.
- HALL, J. (1843).** – Geology of New York. Part 4, 1- 525, *Albany*.
- HANTZSCHEL, W. (1975).** – Trace Fossils and Problematica, p. W1-W269. In C. Teichert, (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplément 1.* - Geol. Soc. America and Univ. *Kansas Press, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.*
- HESSE, R. N., RAEADING, H. G. (1978).** – Subaqueous clastics fissure eruptions and other examples of sedimentary transposition in the lacustrine Horton Bluff Formation (Mississippian), Nova Scotia, Canada; in *Matter, A. and Tucker, M. E., Modern and Ancient lake sediments, p. 241-257.*
- HINTS, O. (2008).** – The Silurian System in Estonia. In Hints, O., Ainsaar, L., Männik, P. and Meidla, T. (eds.). *The Seventh Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts and Field Guide. Geological Society of Estonia, p. 46., Tallinn.*
- HOYEZ, B. (1989).** – les Numidien et les flyschs Oligo-Miocènes de la bordure sud de la Méditerranée occidentale. *France, 459 p.*
- HOWARD J.D. & FREY R.W. (1984).** – Characteristic trace fossils in nearshore to foreshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. - *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 21, 200–219.
- JOLEAUD, L. (1912).** – Etude géologique de la chaîne numidique et des Monts de Constantine. *Thèse, Fac.Sc.Paris. Montpellier, 436 p.*
- JOLEAUD, L. (1914).** – Sur la tectonique de la Numidie nord-orientale et de la Tunisie septentrionale. *C.R. somm. Soc. géol. France, pp. 144-146.*
- JOLEAUD, L. (1936).** – Etude géologique de la région de Bone et de La Calle. *Bull.Serv.carte géol. Algérie, 2ème série, no 12. KAMPSCHUUR W.*
- KEEFER, D. K. (1984).** – Landslides caused by earthquakes. *Geological society of America Bulletin.* 95:406~421. Li P. (in editor).
- KEIGHLEY, D. G., PICKERILL, R. K. (1994).** – The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. - *Palaeontology* 37 : 305–337.
- KIRECHE, O. (1977).** – Etude géologique et structurale des massifs schistosés du Chélif (Tell centre occidental). *Thèse. Doct. 3ème Cycle. Alger, 147 p.*
- KIRECHE, O. (1993).** - Evolution dynamique de la marge tellienne des Maghrébides d'après l'étude du domaine parautochtone schistosé. *Thèse Doct., Univ. Alger, 296 p.*
- KREISA, R. D. (1981).** – Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 823-848.

- KSIĄŻKIEWICZ, M. (1977).** – Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica* 36, 1–208.
- LACOSTE, J. (1934).** – Etudes géologiques dans le Rif méridional. Notes et Mbm. *Serv. Carte Géol. mina Maroc*, 31, I.
- LAVAL, F. (1970).** – Passage latéral entre le Numidien, Oligocène grés-micacé et diverses séries intermédiaires dans le Nord-Est de la Grande Kabylie (Algérie). *Ç.R.somm. Soc.géol. France*, p.313-315.
- LE BORGNE, E., Le MOUEL, J. L., LE PICHON, W. (1971).** – Aeromagnetic survey of southwestern Europe, Earth planet. *Sci. Lett.*, v. 12, p. 287- 299.
- LEIKINE, M. (1966).** – Remarques sur les flyschs des abords occidentaux de Bejaia (Bougie, Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.262, p.13-16.
- LEIKINE, M. (1971).** – Etude géologique des Babor occidentaux. *Thèse, Univ. Paris*, 536 p.
- LEIKINE, M. (1974).** – Essai d'interprétation structurale d'une transversale au SW de Béjaia (Algérie): Les Babor et la région subbaborienne. *Bull. Soc. hist. nat. Afr, Nord*, 65, fasc.1-2, pp. 439-456.
- LE PICHON, X., PAUTOT, G., AUZENDE, J. M., OLIVET, J. L. (1971).** – La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth Plan. Sc, lett*, 13, p.145-152.
- LESPINASSE, P. (1972).** – Problèmes stratigraphiques et structuraux posés par l'Eocène de la région de Chaouen (Rif septentrional, Maroc). *C.R.Acad.Sc, P. orig*, t.274, p.355-358.
- LESPINASSE, P. (1975).** – Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (Centre de la chaîne rifaine, Maroc). *Thèse. Univ.P. Sabatier. Toulousg*, 248 p.
- LOWE, D. R., LOPICCOLO, R. D. (1974).** – The characteristics and origins of dish and pillar structures. *J. Sediment. Petrol.* 44, 484–501.
- LOWE, D. R. (1975).** – Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22,157—204.
- MAGNE, J. (1955).** – Microfaunes oligocènes dans la série "numidienne" de Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, t. 46, n°7-8, pp.269-274.
- MALTMAN, A. (1984).** – On the term soft-sediment deformation. *Journal of Structural Geology*, 6, 589–592.
- MARCAIS, J. (1932).** – Sur le Crétacé et le Nummulitique dans le Rif oriental. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.194, p. 790-792.
- MATTAUER, M. (1957).** – Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie) *Thèse. fac.Sc.Paris*, 534 p.
- MAXSON, J. H., CAMPBELL, I. (1935).** – Stream fluting and stream erosion. *J. Geol.*, 43: 729-744.
- MCCANN, T., PICKERILL, R. K. (1988).** – Flysch trace fossils from the Cretaceous Kodiak Formation of Alaska. *Journal of Paleontology*, 62, 330–347.

- MERLA, G. (1952).** – Géologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. seol. Ital*, LXX, p. 93-382.
- MELCHOR, R. N., BELLOSI, E., GENISE, J. F. (2003).** – Invertebrate and vertebrate trace fossils from a lacustrine delta: the Los Rastros formation, Ischigualasto provincial park, San Juan, Argentina. In: Buatois, L.A. and Ma'ngano, M.G. (Eds.), *Iconologia: Hacia una Convergencia entre Geologia y Biologia*, Asociacion Palaeontologica Argentina, Publicacion Especial, 9, pp. 17–33.
- MILLS, H. H. (1983).** – Pediment evolution at Roan Mountain, North Carolina, USA: *Geografiska Annaler*, v. 65A, p. 111-126.
- MORETTI, M., ALFARO, P., CASELLES, O., CANAS, J. A. (1999).** – Modeling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 369–383.
- MORETTI, M., SABATO, L. (2007).** – Recognition of Trigger Mechanisms for Soft-Sediment Deformation in the Pleistocene Lacustrine Deposits of the Sant' Arcangelo Basin (Southern Italy): *Seismic Shock vs. Overloading. Sedimentary Geology*, 196, 31-45.
- MULDER, T., ALEXANDER, J. (2001).** – The physical character of sub-aqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269– 99. (3).
- MUTTI, E., RICCI LUCHI, F. (1972).** – Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H., 1978). *Inter. Geol. Review*, 20: 125-166.
- MUTTI, E., RICCI LUCHI, F. (1975).** – Turbidites facies and facies association. In : E Mutti ; G.C .Parea ; f. Ricci lucchi ; M. Sagi ; G. zanzucchi ; G Ghibauda & S. Jaccarino. Exemple of turbidites facies and fcaies association from selected formation of Northern apennines.-*Ix Int. Sédim.Nice-75 Excursion a II*, p.21-36.
- MYROW, P. M. (1992).** – Bypass-zone tempestite facies model and proximately trends for an ancient muddy shoreline and shelf : *Journal of sedimentary petrology*, 62, p.99–115.
- NEGENDANK, J. F. W. (1970).** – Sedimentologische Erscheinungen aus dem Unterrotliegenden des SaarNahe-Gebietes. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 56, 151-162, Taf. 12.
- NICHOLSON, H. A. (1873).** – Contributions of the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock. – *Proceeding of the Royal Society of London.*, 21, 288–290.
- OBERMEIER, S. F. (1996a).** – Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. In: McCalpin, J.P. (Ed.), *Paleoseisology. Int. Geophys. Ser.* 62, 331-396.
- OWEN, G. (1987).** – Deformation processes in unconsolidated sands. In Deformation of sediments and sedimentary rocks, M. E. Jones & R. M. F. Patterson (eds), 11–24. *Special Publication 29, Geological Society, London.* (9)
- OWEN, L. A., MA HAIZHOU, DERBYSHIRE, E., SPENCER, J. Q., BARNARD, P.L., ZENG YONG, NIAN., FINKEL, R. C., CAFFEE, M. W. (2003).** – The timing and style of Late Quaternary glaciation in the La Ji Mountains, NE Tibet: evidence for restricted glaciation during the latter part of the Last Glacial. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 130, 263-276.

- PALMER, T. J. (1978).** – Burrows at certain omission surfaces on the Middle Ordovician of the Upper Mississippi Valley - *Journal of Paleontology.*, **52**, 109-117.
- PAUTOT, G., TRUILLET R., HOFFERT, M. (1975).** – Tubotomaculum et nodules de manganèse. Comparaison d'objets énigmatiques fossiles avec des concrétions marines et lacustres. *Bull.Soc.séol.France*, XVII-1, p.25-37.
- PAQUET, J. (1974).** – Tectonique Eocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVI, p.58-71.
- PEABODY, F. E. (1947).** – Current crescents in the Triassic Moenkopi formation. *J. Sediment. Petrol.* 17, 73-76.
- PLAZIAT, J. C., AHMAMOU, M. (1998).** – Les différents mécanismes à l'origine de la diversité des seismites, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fes et de Meknes (Maroc) et leur signification tectonique. *Geodin. Acta* 11/4, 183-203.
- POLVECHE, J. (1955b).** - Sur le contact Crétacé moyen-Crétacé supérieur au Sud du massif de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 420-422.
- POLVECHE, J. (1960)** – Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Publ. Serv. Carte géol., Algérie (Nilesér.) t. II, Bull.*, n° 24, 577 p., 169 fig., 20 pl.
- POMEL, A., POUYANNE, J. (1889).** – carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/800000 (2édition), *unifiée, revue et complétée par le service de la carte géologique*, Alger.
- POSTMA, G., NEMEC, W., KLEINSPHN, K. L. (1988).** – Large floating clasts in turbidites : a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58 : 47-61.
- RAOULT, J. F. (1968).** – Chevauchements d'âge Eocène dans la Dorsale du Djebel bou Abed (Est de la chaîne numidique, Algérie). *C.R.Acad.ScParis*, t.266, p.861-864.
- RAOULT, J. F. (1969).** – La série de Tengout: unité externe de la Dorsale kabyle annonçant le flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 268, p.2548-2551.
- RAOULT, J. F. (1972).** – Précisions sur le flysch massylien: série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord du Constantinois, Algérie) *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, t.63, fasc.1-2, p.73-92.
- RAOULT, J. F. (1974).** – Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. séol. France*, t.111, n° 121, 163 p.
- REHAULT, J. P., MOUSSAT, E., FABBRI, A. (1987).** – Structural evolution of the tyrrhenian back-arc basin. *Mar. Geol.*, 74, p.123- 150.
- REINECK, H. E., SINGH, I. B. (1973).** – Depositional sedimentary environments. *Berlin: Springer.* (2)
- RADOMSKI, A. (1958).** – Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podbalanskiego (The sedimentological character of the Podhale flysch). *Acta Geol. Polon.* 8, 335-409 [Polish; English summ. J.

- RAYMOND, D. (1976).** – Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *Thèse. Paris*, 152 p.
- RENOU, E. (1843)** – Aperçu sur la constitution géologique de l'Algérie. *Ann. Mines, Paris, 4^e Série (IV)*, 521-40.
- RINDSBERG, A. K., KOPASKA-MERKEL, D. C. (2005).** – Treptichnus and Arenicolites from the Steven C. Minkin Paleozoic Footprint Site (Langsettian, Alabama, USA). In: Buta, R.J., Rindsberg, A.K. and Kopaska-Merkel, D.C. (Eds.), *Pennsylvanian Footprints in the Black Warrior Basin of Alabama*, Alabama Paleontological Society, Monograph, 1, pp. 121–141.
- RODRIGUEZ-PASCUA, M. A., CALVO, J. P., DE VICENTE, G., GOMEZ-GRAS, D. (2000).** – Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, **135**, 117-135.
- SAVORNIN, J. (1920).** – Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Bull. Serv. Carte géol. Alsérie, 2^{ème} sér.*, 7, 499p.
- SCHLIRF, M. (2000).** – Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). *Geologica et Palaeontologica*, 34, 145–213.
- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F. S., GIARDINI, D., MCKENZIE, J. A. (2005).** – Mass movement induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology*, 52, 271 – 289.
- SHROCK, R. R. (1948).** – Sequence in layered rocks. McGraw-Hill, *New York*, 507 p (Chapters 4 and 5 contain references and illustrations relevant to this chapter).
- SIMS, J. D. (1975)** – Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29, 141-152.
- SMITH, A. G. (1971).** – Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Am. BuU*, 82, p. 2039-2070.
- SPALLUTO, L., MORETTI, M., FESTA, V., TROPEANO, M. (2007).** – Seismically induced slumps in lower- Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (Southern Italy). *Sedimentary Geology* 192, 81- 98.
- STOW, D. A. V.(1996).** - Deep seas, in *sedimentary Environments* (3rd ed.) (Ed H. Reading), pp. 398-444. *Blackwell Science, Oxford*.
- STOW, D. A. V.(1996).** – Deep seas, in *sedimentary Environments* (3rd ed.) (Ed H. Reading), pp. 398-444. *Blackwell Science, Oxford*.
- TCHOUMATCHENCO, P., UCHMAN A. (2001).** – The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolicia* and associated trace fossils from the Uper Jurassic-Lower Cretaceous deep-water turbidite deposit of SW Bulgaria. - *Palaogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 169, 85-99.
- TERMIER, P. (1906).** – Sur les phénomènes de recouvrement du Dj. Ouenza (Constantine) et sur l'existence de nappes charriées en Tunisie. *C, R. Acad. Sc. Paris, t.143*, pp. 137-139.

TISSOT, A. (1881). – Mémoire sur la représentation des surfaces et les projections des cartes géographiques : Paris, Gauthier Villars.

TREWIN, N. H., MACDONALD, D. I. M., THOMAS, C. G. C. (2002). – Stratigraphy and sedimentology of the Permian of the Falkland islands: lithostratigraphic and paleoenvironmental links with South Africa. *Journal of the Geological Society*, 159, 1–19.

TUCKER, M. E. (2003). - Sedimentary Rocks in the Field, 3rd edn. John Wiley & Sons, New York. 234 p.

UCHMAN, A. (1991). – "Shallowwater" trace fossils in Palaeogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 61, 61–75.

UCHMAN, A. (2009). - The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: characteristics and constraints. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 276, 107–119.

VAN DE FLIERT, J. R., DURAND DELGA, M., MAGNE, J. (1958) – Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur la région d'oued-Athmenia (Constantinois, Algérie). *Publ.Serv. Carte géol. Alsérie, n^{lle} sér., n°20*, pp. 259-276.

WETZEL, F. C. (1970). – Interpretazione dinamica della "eugeosinclinale meso-mediterranea". *Riv. Miner. Sicilina, An. XXI*, 124-126, 187-198.

WETZEL, A., BLECHSCHMIDT, I., UCHMAN, A., MATTER, A. (2007). – A highly diverse ichnofauna in late triassic deep-sea fan deposits of oman. - *Palaios*. 22, 567-576.

WHITTAKER, R. H. (1973). – Handbook of vegetation science. *Edited by R. H. WHITTAKER*, 757 p.

WILDI, W. (1983). – La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys., Paris, Ed. Masson*, 201-297.